

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LARISSA DA ROCHA SANTOS

**METAMORFISMO DE BAIXO GRAU NAS ROCHAS METASSEDIMENTARES  
TERRÍGENAS DA FORMAÇÃO CAPIRU – REGIÃO DO MORRO GRANDE,  
COLOMBO – PR**

**CURITIBA**

**2017**

LARISSA DA ROCHA SANTOS

**METAMORFISMO DE BAIXO GRAU NAS ROCHAS METASSEDIMENTARES  
TERRÍGENAS DA FORMAÇÃO CAPIRU – REGIÃO DO MORRO GRANDE,  
COLOMBO – PR**

Dissertação apresentada como requisito à obtenção do grau de Mestre em Geologia Exploratória, no Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA

2017

---

SA237m Santos, Larissa da Rocha  
Metamorfismo de baixo grau nas rochas metassedimentares terrígenas da  
formação Capiu – região do Morro Grande, Colombo – Pr / Larissa da Rocha  
Santos. – Curitiba, 2017.  
122 f. : il. color. ; 30 cm.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra,  
Programa de Pós-Graduação em Geologia, 2017.

Orientador: Leonardo Fadel Cury.

1. Geologia . 2. Formação Capiu. 3. Metamorfismo de baixo grau.  
I. Universidade Federal do Paraná. II. Cury, Leonardo Fadel. III. Título.

CDD: 551

---



Ministério da Educação  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ  
Setor Ciências da Terra  
Programa de Pós-Graduação em Geologia



## TERMO DE APROVAÇÃO

**LARISSA DA ROCHA SANTOS**

*“Metamorfismo de baixo grau nos metassedimentos  
terrígenos da formação Capiiru – região do Morro  
Grande, Colombo - PR.”*

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para  
obtenção do grau de Mestre no Programa de Pós-Graduação em  
Geologia, área de concentração em Geologia Exploratória, da  
Universidade Federal do Paraná. Comissão formada por:

*Silvana Bressan Riffel*

Prof. Dr. Silvana Bressan Riffel - UFRGS

*Carlos E. de M. Barros*

Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros - UFPR

*Leonardo Fadel Cury*

Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury – UFPR

Presidente

*CURITIBA, 05 DE MAIO DE 2017.*



**Apresentação:**

**Nome:**

Larissa da Rocha Santos

**Orientador:**

Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

**Área de Concentração:**

Geologia Exploratória

**Linha de Pesquisa:**

Evolução crustal

**Nível:**

Mestrado

**Curitiba, Maio/ 2017**

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais, por acreditarem e me apoiarem em todos os meus sonhos.

A minha irmã Ilze, pela parceria, amizade e força.

Ao meu amor Bruno, por toda a compreensão durante os anos que me dediquei a este trabalho. Obrigada por sempre estar ao meu lado!

Ao orientador e amigo Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury, pela oportunidade, confiança, conselhos, discussões e principalmente, por ter acreditado que no final das contas, nós conseguiríamos!

A chefe e amiga Profa. Dra. Anelize Bahniuk, que me acolheu no Lamir, e sempre me foi um exemplo de competência, perseverança, paixão e dedicação com a ciência!

Ao Professor Dr. Almério Barros França, pelas inúmeras colaborações pra esse trabalho, feitas com tanto carinho e atenção.

Ao Projeto Geobiocal, que fomentou minha bolsa, e ao Projeto Capiu, que financiou os trabalhos de campo e as análises realizadas.

Ao amigo e parceiro dessa jornada Renato Leandro, pela equipe sensacional que somos! Meu exemplo de pessoa e pesquisador, que independente dos destinos da vida, levarei sempre no meu coração!

Aos amigos André Matinho e Guilherme Zito, por toda a ajuda! Vocês são os responsáveis por aquele empurrãozinho que a gente sempre precisa!

Aos amigos do Lamir Carioca, Fontanella, Grávida, Nicole, Allan, Jéssica, Aurora, João Victor, Neusa, Ísis, Lara, Fran, Secchi, Roberto, Úrsula, Adri, Rodrigo, Ivan, Thiago, Keiji e Flávio, pelos momentos ótimos que passamos e passaremos juntos!

Aos amigos da pós Coxinha, Amanda, Dani, Thammy, e muitos outros! Vocês fizeram meus dias mais leves e felizes!

Ao LAMIR, minha segunda casa, e a toda equipe pela estrutura e ajuda, é um prazer fazer parte dessa equipe!

Aos professores que me ajudaram e colaboram de tantas formas na minha formação.

A pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná, principalmente ao nosso secretário Kazu, sempre disposto a ajudar!

Obrigada!

*“The universe seems neither benign nor hostile, merely indifferent to the concerns of such puny creatures as we are”.*

Carl Sagan

Dedico este trabalho a Sebastião Barbosa dos Santos (*in memoriam*).

Meu avô, minha eterna inspiração.

## RESUMO

A Formação Capiiru está localizada no cinturão Ribeira Sul, no Terreno Curitiba. Caracteriza-se como uma sequência metassedimentar de baixo grau metamórfico composta por ardósias, filitos, filitos rítmicos, meta-arenitos, quartzitos e mármore, dispostos em blocos delimitados por falhas de cavalgamento e transcorrências. O metamorfismo, assim como a deformação das rochas da Formação Capiiru, possui características heterogêneas, com faixas deformadas e metamorfasadas tectonicamente dispostas lado a lado com outras apresentando registro sedimentar preservado. Este trabalho caracteriza o metamorfismo de baixo grau das rochas terrígenas da região do Morro Grande, município de Colombo, com o objetivo de compreender o desenvolvimento das paragéneses minerais e sua distribuição no contexto tectônico, com base em estudos petrográficos e geoquímicos de detalhe. Foram selecionadas amostras de meta-arenitos, ardósias, filitos e filitos rítmicos com diferentes graus de deformação e metamorfismo. A caracterização das foliações foi realizada através de estudos de campo e de amostras orientadas, com a determinação da hierarquia das foliações, apoiada por estudos microtectônicos ao microscópio. A constituição mineralógica e química foi determinada através de estudos de difratometria de raios X e fluorescência de raios X, respectivamente. Os resultados demonstram a presença de um bandamento composicional sedimentar ( $S_0$ ), definido por estruturas sedimentares preservadas, como estratificações cruzadas, estruturas *linsen* e *flaser* com indicação de topo e base. A foliação  $S_1$  está relacionada a uma tectônica de baixo ângulo, e desenvolve-se subparalela a oblíqua ao bandamento sedimentar  $S_0$ .  $S_1$  caracteriza-se por uma clivagem ardósiana contínua, definida por sericita com diferentes graus de cristalização.  $S_1$  encontra-se crenulada por uma superfície  $S_2$ , com espaçamento milimétrico, heterogeneamente desenvolvida. As assembléias minerais são compostas por variações das quantidades de quartzo, muscovita/sericita, caulinita, magnetita, goethita e material carbonoso. Com base nos resultados preliminares o metamorfismo das rochas na região do Morro Grande varia de grau muito baixo a baixo, desenvolvido sob condições de baixas temperaturas ( $<250^\circ\text{C}$ ) e gradientes de pressão médios (2,5 – 4,5 kbar). O ambiente geotectônico formador das rochas nas unidades estudadas pode ser considerado como um sistema de cavalgamentos, com formação de zonas de cisalhamento de baixo ângulo e estruturas associadas, desenvolvido em níveis crustais superiores com a formação de paragéneses minerais relacionadas com os efeitos da pressão.

**PALAVRAS CHAVE:** Formação Capiiru, metamorfismo de baixo grau, Cinturão Ribeira Sul.

## ABSTRACT

The Capiiru Formation consists of a low-grade meta-sedimentary sequence of slates, phyllites, rhythmic phyllites, quartzites and marbles, disposed in blocks delimited by thrust and strike-slip faults in the Southern Ribeira Belt, Curitiba Terrain. The metamorphism, as well as the deformation of the Capiiru Formation, has heterogeneous characteristics, with deformed and metamorphosed zones tectonically interbedded with preserved sedimentary features. The present work aims to characterize the low-grade metamorphism of terrigenous rocks in the Morro Grande region, Colombo city, Parana State. The main objective is to understand the development and distribution of mineral paragenesis in the tectonic context, based on geochemical and petrographic analysis. We selected samples of metasandstones, slates, phyllites and rhythmic phyllites, with different grades of metamorphism and deformation to be analysed. The petrographic characterization of foliations was made through field studies and oriented samples, with hierarchy determination, supported by microtectonic analysis. The mineralogical and chemical compositions were determined by X-ray diffractometry and X-ray fluorescence, respectively. The results show a preserved sedimentary layering ( $S_0$ ), defined by sedimentary structures, as cross bedding, linsen and flaser structures with top-and-bottom indicators. The  $S_1$  foliation is related to a thrust tectonic, and develops sub-parallel to the sedimentary layering  $S_0$ , and it is characterized by a continuous slaty cleavage, defined by sericite. The  $S_1$  foliation is crenulated by a millimetric spacing  $S_2$  surface. The mineral assemblage is composed by quartz, muscovite-sericite-illite, kaolinite, magnetite/goethite and carbonaceous material. Accessory minerals occur, such titanite, ilmenite and monazite. The metamorphism vary from very low to low-grade in the Morro Grande region, developed under low-temperature conditions (lower than 250°C) and low pressure gradients (2.5- 4.5 kbar). The geotectonic environment is considered as a thrust-and-fold-belt system, with thrust and associated structures, developed in superior crust levels with mineral paragenesis associated mainly with the pressure effects.

**KEYWORDS:** Capiiru Formation; low-grade metamorphism; Southern Ribeira Belt.

## Lista de Figuras

Figura 1. Localização e principais vias de acesso da área de estudo.	8
Figura 2. Fluxograma dos materiais e métodos utilizados.	9
Figura 3. Largura a meia altura de um dado pico na difratometria de raios X.	15
Figura 4. Limites entre zonas metamórficas baseados no índice de cristalinidade da illita (I'C'I).	17
Figura 5. Contexto geotectônico do Cinturão Ribeira Sul.	22
Figura 6. Esboço geológico das unidades constituintes do Terreno Curitiba.	31
Figure 7. Simplified geologic map of the Capiru Formation and location of study area.	43
Figure 8. Photomicrographies of the Capiru Formation in the Morro Grande region.	48
Figure 9. Photomicrographies of metapelites from the Capiru Formation in the Morro Grande region.	50
Figure 10. Stereograms of equal areas.	52
Figure 11. Structures associated to the $S_1$ foliation development.	53
Figure 12. SEM Photomicrographs of the metapelites from Capiru Formation.	56
Figure 13. Crystal-chemical parameters estimated in 1 and 2 sections in the Morro Grande region.	60
Figure 14. Cross-plot showing the basal spacing (d-spacing) versus $b_0$ dimensions of K-mica.	59
Figure 15. P-T diagram demonstrating the variation of $b_0$ cell values (dotted lines).	65

## Lista de Tabelas

Tabela 1. Amostras e discriminação das análises realizadas. ....	11
Tabela 2. Tratamentos utilizados na difratometria de raios X da fração argila. ....	14
Tabela 3. Coluna estratigráfica da Formação Capiçu. ....	37
Tabela 4. Idades obtidas no Terreno Curitiba. ....	38
Table 5. XRF bulk rock analyses of metapelites (wt% in oxide). ....	54
Table 6. XRF bulk rock analyses of metasediments (wt% in oxide). ....	54
Table 7. Semi-quantitative XRF bulk rock analyses of ferruginous metasediments and metapelites (% in oxide). ....	55
Table 8. Crystal-chemical parameters of metapelites of the Capiçu Formation .....	57



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>1</b>
1.1	Caracterização do problema .....	2
1.2	Objetivos .....	3
1.3	Abordagem de estudo em terrenos de baixo grau metamórfico .....	3
1.3.1	Equilíbrio meta-estável e progressão de reações minerais .....	4
1.3.2	Série de reações nos filossilicatos.....	5
1.4	Associação de técnicas analíticas em terrenos de baixo grau .....	6
1.5	Localização da área de estudo .....	8
1.6	Materiais e métodos.....	9
1.6.1	Levantamentos de campo .....	9
1.6.2	Coleta de amostras.....	10
1.6.3	Petrografia .....	12
1.6.4	Difratometria de raios X (DRX) .....	12
1.6.5	Fluorescência de raios X (FRX).....	18
1.6.6	Teor de carbono orgânico total (COT) .....	19
1.6.7	Microscopia eletrônica de varredura (MEV ).....	19
1.7	Contexto Geológico-Geotectônico .....	21
1.7.1	Terreno Paranaguá.....	22
1.7.2	Terreno Luís Alves.....	23
1.7.3	Terreno Apiaí .....	24
1.7.4	Terreno Curitiba.....	29
<b>2</b>	<b>RESULTADOS - ARTIGO.....</b>	<b>39</b>
	<b>EVIDENCE OF LOW-TEMPERATURE METAMORPHISM IN THE CAPIRU FORMATION, COLOMBO – PARANÁ, MORRO GRANDE REGION .....</b>	<b>39</b>
2.1	INTRODUCTION .....	40
2.2	GEOLOGICAL SETTING.....	41
	MORRO GRANDE SYNFORM STRUCTURE (MGS) .....	42
2.3	METHODS.....	43
	Scanning electron microscopy (SEM).....	44
	Chemical analysis by X-ray fluorescence (XRF).....	44
	X-ray diffractometry (XRD) .....	44
	Muscovite/illite ‘crystallinity’ index (‘C’I) .....	45
	Basal spacing of K-mica (d-spacing) .....	45
	White mica $b_0$ cell dimension .....	46
	Bulk organic carbon content (BOC).....	46

2.4	RESULTS .....	47
	Structural context.....	51
	Chemical composition.....	53
	X-ray diffraction .....	55
	Deformation progress and mineral phases .....	55
	Muscovite/illite 'crystallinity' index ('C'I') .....	57
	Pressure conditions .....	58
	Bulk organic carbon content (BOC) .....	61
2.5	DISCUSSION .....	61
	Metamorphic conditions.....	64
	Tectono-thermal setting of the Capiiru Formation .....	66
2.6	CONCLUSIONS .....	66
2.7	ACKNOWLEDMENT.....	67
	REFERENCES .....	67
3	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>71</b>
3.1	METAMORFISMO .....	72
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>76</b>

## ANEXOS

**ANEXO I:** Difractogramas

**ANEXO II:** Fluorescência de raios X

**ANEXO III:** Teores de carbono orgânico total (COT)

**ANEXO IV:** Parâmetros cristaloquímicos

## 1 INTRODUÇÃO

A Formação Capiuru é a unidade metassedimentar supracrustal do Terreno Curitiba que engloba mármore, filitos e quartzitos metamorfizados em baixo grau (SIGA JR, 1995). Dentre os trabalhos a cerca da Formação Capiuru merecem destaque os de Fiori (1991, 1992) e Fiori e Gaspar (1993), que individualizaram os conjuntos litológicos constituintes da formação e apresentaram o modelo tectônico até hoje utilizado como referência.

As unidades terrígenas da Formação Capiuru apresentam grande variedade litológica, metamórfica e deformacional, que reflete em diferenças químicas e minerais.

Desde a década de 60 o estudo de filossilicatos, principalmente argilominerais, tem sido utilizado como ferramenta para a definição de zonas diagenéticas e sua transição para terrenos de baixo grau metamórfico, onde a presença de minerais índices característicos das fácies metamórficas não são facilmente reconhecidos por microscopia óptica.

O índice de cristalinidade da illita (ICl) proposto por Kübler (1964) é ainda utilizado na caracterização da transição diagênese-metamorfismo, assim como o índice de cristalinidade da clorita (ICC) de Årkai (1991) e a integração com o estudo de conteúdo carbonoso presente nessas rochas. A associação destas técnicas provou ser bastante eficiente no estudo da evolução de terrenos metamórficos de grau incipiente e baixo grau, a exemplo dos trabalhos de Frey *et al.* (1980); Kisch (1983, 1987); Roberts e Merriman (1985); Merriman e Frey (1999); Merriman e Peacor (1999); Jaboyedoff *et al.* (2001); Lee e Lee (2001); Poyatos *et al.* (2001); Rainer *et al.* (2002); Belmar (2002); Battaglia *et al.* (2004); Yan (2004); Potel *et al.* (2006) e Bayan e Hower (2012).

Nesta pesquisa realizou-se um detalhamento com enfoque geoquímico dos litotipos terrígenos da Formação Capiuru, na região do Morro Grande, visando uma melhor compreensão do ambiente de formação desta unidade. Para tanto, diferentes técnicas foram utilizadas, como análise petrográfica, análise estrutural, estudo mineralógico por meio da difratometria de raios X, estudo do conteúdo carbonoso através da quantificação de carbono orgânico total e caracterização da composição química dos litotipos por fluorescência de raios X.

Esta dissertação está organizada na forma de capítulos introdutórios que abordam a caracterização do problema, a localização da área de estudo, os objetivos desta pesquisa, os materiais e métodos utilizados e a contextualização geológica da Formação Capiu. Os resultados são apresentados na forma de um artigo para submissão em revista científica, com foco na caracterização do metamorfismo de baixo grau da Formação Capiu, na região do Morro Grande, Colombo-PR. Nos anexos encontram-se organizados os resultados das análises de fluorescência de raios X, difratometria de raios X, teor de carbono orgânico total e dos parâmetros cristaló-químicos empregados neste estudo.

## 1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Estudos em terrenos metamórficos de baixo grau são ainda hoje um grande desafio. O trabalho integrado de petrologia metamórfica e geologia estrutural constitui uma importante ferramenta para compreender a evolução tectônica das diferentes porções de um sistema orogênico. Neste contexto, as relações entre o desenvolvimento de paragêneses com diferentes fases de deformação são extremamente importantes na avaliação do desenvolvimento de um orógeno (POYATOS *et al.*, 2001).

Em terrenos de médio e alto grau metamórfico muitas vezes estes estudos são baseados em trabalhos de petrografia, complementados pela utilização de outras técnicas, enquanto que em terrenos de baixo grau e grau incipiente existem dificuldades relacionadas à identificação do registro metamórfico. Estas dificuldades são decorrentes do fraco desenvolvimento ou ausência de minerais índices.

Apesar das dificuldades inerentes ao estudo de terrenos de baixo grau, vários exemplos de orógenos ao redor do mundo foram caracterizados frente aos conhecimentos proporcionados pelas técnicas analíticas geoquímicas, principalmente à difratometria de raios X, a exemplo de terrenos nos Alpes (FREY *et al.*, 1980 e ROBERTS E MERRIMAN, 1985); e na Nova Caledônia (POTEL *et al.*, 2006).

A Formação Capiu está inserida no contexto do Terreno Curitiba, e caracteriza-se por uma unidade metassedimentar deformada heterogeneamente, típica de metamorfismo de baixo grau, com estruturas sedimentares preservadas,

como descritas por Bigarella e Salamuni (1956), Fiori e Gaspar (1993) e Leandro (2016), onde as principais interpretações a respeito da dinâmica do metamorfismo desta unidade baseiam-se apenas em estudos regionais.

A integração de dados sobre a deformação/ metamorfismo em escala de detalhe (1:5.000) na Formação Capiu é complexa, pois parte do registro original não mantém a sua relação e posição original, com segmentos muitas vezes obliterados, o que dificulta as interpretações a cerca do ambiente tectônico formador destas rochas.

Dentro deste contexto, a Formação Capiu na região do Morro Grande, Colombo-PR, é estudada neste trabalho, segundo a abordagem em terrenos de baixo grau metamórfico, que englobam uma série de técnicas analíticas com enfoque geoquímico.

## 1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é a caracterização do metamorfismo de baixo grau nas unidades terrígenas da Formação Capiu, na região do Morro Grande, com ênfase nas técnicas analíticas. Para tanto, foi necessário atingir os seguintes objetivos específicos:

- I) Descrever e classificar macroscopicamente os diferentes litotipos levando em conta os conceitos de litofácies e tectonofácies, sua distribuição geográfica, significado estrutural e estratigráfico;
- II) Caracterizar a composição química e mineralógica dos metassedimentos, reconhecendo as assembleias minerais;
- III) Testar a utilização dos índices de cristalinidade dos filossilicatos/argilominerais no estudo do metamorfismo de baixo grau na Formação Capiu.

## 1.3 ABORDAGEM DE ESTUDO EM TERRENOS DE BAIXO GRAU METAMÓRFICO

O metamorfismo de baixo grau inicia-se a temperaturas de  $\pm 200^{\circ}\text{C}$  (limite diagênese/ metamorfismo) até  $400^{\circ}\text{C}$  e relativa baixa pressão (4 – 5 kbar) (FREY,

1987a). O termo “baixo grau” utilizado nesta pesquisa segue o proposto por Miyashiro (1973) e Winkler (1974), em referência à temperatura do metamorfismo.

Rochas afetadas por metamorfismo nas condições acima mencionadas ocupam grandes extensões da crosta, porém os processos envolvidos em sua formação são pouco entendidos, quando comparados aos produtos metamórficos formados em elevadas pressões e temperaturas.

Em contextos metamórficos de baixa temperatura a ausência de regularidade no desenvolvimento do metamorfismo é característica, com áreas recrystalizadas contrastando com áreas com protólitos preservados, sem controles óbvios para essas disparidades (FREY, 1987a).

Em muitas seções esquemáticas generalizadas de metamorfismo orogênético, as faixas de baixo grau ocorrem tradicionalmente nas porções superiores do perfil metamórfico. Ocorrem também nas periferias preservadas dos cinturões orogênicos devido à erosão do núcleo orogênico, através de processos de exumação. Na prática, os principais terrenos de baixo grau conhecidos tem relação próxima com os cinturões de cavalgamento (FREY, 1991).

### **1.3.1 Equilíbrio meta-estável e progressão de reações minerais**

As rochas formadas em baixo grau são geralmente caracterizadas pela abundância de minerais hidratados, grãos finos, estruturas cristalinas desordenadas, grande variação composicional e representam fases estruturalmente e quimicamente meta-estáveis (SASSI E SCOLARI, 1974).

Durante o metamorfismo as fases meta-estáveis são substituídas por fases termodinamicamente estáveis através de uma ampla série de reações parcialmente contínuas e parte descontínuas (SASSI E SCOLARI, 1974).

Em termos de metamorfismo de baixas temperaturas, a recrystalização mineral não é imediatamente óbvia devido à granulação dos produtos. Também, a aparente falta de regularidade no desenvolvimento do metamorfismo e recrystalização parcial das rochas (que assumem muitas características preservadas do protólito) levam a sistemas não equilibrados (ROBINSON E MERRIMAN, 1999). Devido a estes fatos a chave do estudo de terrenos de baixo grau leva em conta *medições do progresso das reações* em algumas fases minerais específicas.

### 1.3.2 Série de reações nos filossilicatos

Filossilicatos são minerais com estruturas anisotrópicas e com grande variabilidade composicional (HURLBUT, 1960).

Sua denominação de silicatos em “folhas” advém da principal característica destes minerais: as ligações mais fortes entre seus átomos têm arranjo bidimensional, segundo as direções x e y; a direção z tem ligações mais fracas, originando planos de quebra perpendiculares (BAILEY, 1984).

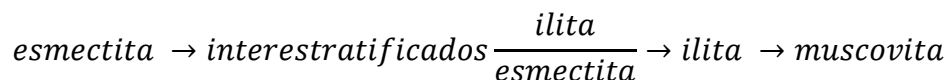
A rede dos filossilicatos é constituída de poliedros compostos por íons de oxigênio, silício e, frequentemente alumínio, denominados de folhas tetraédricas (BAILEY, 1984). Cada tetraedro é ligado a outro através do compartilhamento de três oxigênios (oxigênios basais) originando um padrão hexagonal. O quarto oxigênio (oxigênio apical), na direção z, está ligado também a uma estrutura octaédrica adjacente. A folha octaédrica tem como cátions normalmente  $\text{Al}^{+3}$ ,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{Fe}^{+2}$  e  $\text{Fe}^{+3}$ , e pode conter Li, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu e Zn em algumas espécies (BAILEY, 1984).

A menor unidade estrutural octaédrica pode conter dois ou três cátions, que estão coordenados a seis oxigênios. Para satisfazer o balanço de cargas negativas, esses sítios podem estar ocupados por dois cátions de valência  $+3$  ou por três cátions de valência  $+2$ . Quando dois cátions estão presentes, a estrutura é denominada *dioctaédrica* e um sítio fica desocupado; quando três cátions estão presentes, ocupando todos os sítios, a estrutura é denominada *trioctaédrica*; estes dois tipos de ocupação nos octaedros são fundamentais para a classificação dos filossilicatos/argilominerais (BAILEY, 1984).

Os argilominerais são estruturas constituídas pelo empilhamento de folhas de tetraedros (T) e octaedros (O). A ligação de uma folha de tetraedro a uma folha de octaedro origina o grupo de argilominerais com camadas 1:1 (tipo T-O). Nestas camadas, o plano não compartilhado de ânions da folha de octaedro, consiste inteiramente de grupos de OH. A ligação de duas folhas de tetraedro a uma folha de octaedro origina o grupo dos argilominerais com camadas 2:1 (tipo T-O-T). Se as camadas 1:1 ou 2:1 não forem eletrostaticamente neutras, o excesso de cargas negativas é neutralizado por diferentes constituintes intercamadas, que podem ser cátions individuais, cátions hidratados ou folhas hidroxiladas octaédricas (BAILEY, 1984).

Sequências de reações progressivas dos filossilicatos são observadas em rochas metamórficas de baixo grau. Essas sequências resultam de aumentos irreversíveis de pressão e temperatura em função do grau. Existem duas séries progressivas principais, que envolvem argilominerais dioctaédricos e trioctaédricos 2:1, respectivamente:

1) Argilominerais dioctaédricos 2:1



2) Argilominerais trioctaédricos 2:1



A ocorrência de uma ou outra sequência está relacionada à composição dos protólitos, onde a sequência dioctaédrica é dominante na maioria dos sedimentos pelíticos, mas é normalmente acompanhada pela série trioctaédrica.

#### 1.4 ASSOCIAÇÃO DE TÉCNICAS ANALÍTICAS EM TERRENOS DE BAIXO GRAU

Técnicas de petrologia metamórfica por microscopia ótica e associação com análises geoquímicas que quantifiquem a progressão das reações metamórficas, podem fornecer informações quanto à distribuição de unidades dos complexos orogenéticos e seus respectivos significados dentro de um contexto estrutural.

O método frequentemente utilizado na determinação do grau metamórfico em sequências metapelíticas, é o Índice de Cristalinidade da Ilita (I'C'I), que fornece a estimativa da temperatura do metamorfismo baseada nas características da ilita observadas por difratometria de raios X, e refere-se, salvo alguns fatores como atuação de deformação e conteúdo de paragonita/margarita, à temperatura do metamorfismo.

A utilização de técnicas complementares também baseadas na difratometria de raios X, como a dimensão da *b<sub>o</sub> cell* da mica branca (K-mica, que engloba politipos da ilita e muscovita), funciona como um geobarômetro comparativo, e é



muito aplicada em terrenos da fácies xisto verde, onde os indicadores por cristalinidade da illita denotam condições puramente metamórficas.

A cristalinidade da clorita, que também ocorre abundantemente em metapelitos, é utilizada para medições de progressão de reação em filossilicatos da série trioctraédrica, mantendo correlações positivas com a reflectância da vitrinita e o índice de alteração *conodont* (CAI).

O estudo da matéria orgânica seja na forma dispersa (MOD), por medidas do grau de coalificação da vitrinita, ou por quantificação do COT – carbono orgânico total, são técnicas utilizadas para avaliar o grau de maturação da matéria orgânica por efeitos da diagênese e metamorfismo.

O grau de coalificação da matéria orgânica fornece informações a respeito da história metamórfica de metassedimentos de baixo grau, onde a sequência de grafitização a partir da matéria orgânica, em resposta à pressão e a temperatura, é dada por:

*Matéria orgânica (MO) → Material carbonoso (MC) pouco ordenado  
→ MC ordenado → Semigrafita → Grafita*

A interação em mudanças no *crystallite size* dos minerais (que refletem os índices de “cristalinidade”) e a distribuição de *lattice strains* é também utilizada para definir a progressão de reações em filossilicatos, suportada por técnicas de microscopia eletrônica de transmissão (TEM) - (PEACOR, 1992).

As técnicas selecionadas para a realização deste estudo, compatíveis com o contexto geológico da área selecionada, são elencadas no item 1.5 deste volume.

## 1.5 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Para este estudo foram selecionadas duas pedreiras e alguns afloramentos que apresentassem exposições contínuas dos litotipos da Formação Capiru em uma área na região do Morro Grande (Figura 1). Os pontos de estudo estão localizados na região metropolitana de Curitiba (RMC), a norte dos municípios de Colombo e Almirante Tamandaré.

A principal via de acesso partindo do município de Curitiba é a PR-417 (Rodovia da Uva), sentido Bocaiúva do Sul.

Acessos secundários podem ser realizados através da BR-092 (Rodovia dos Minérios) e da BR-476.

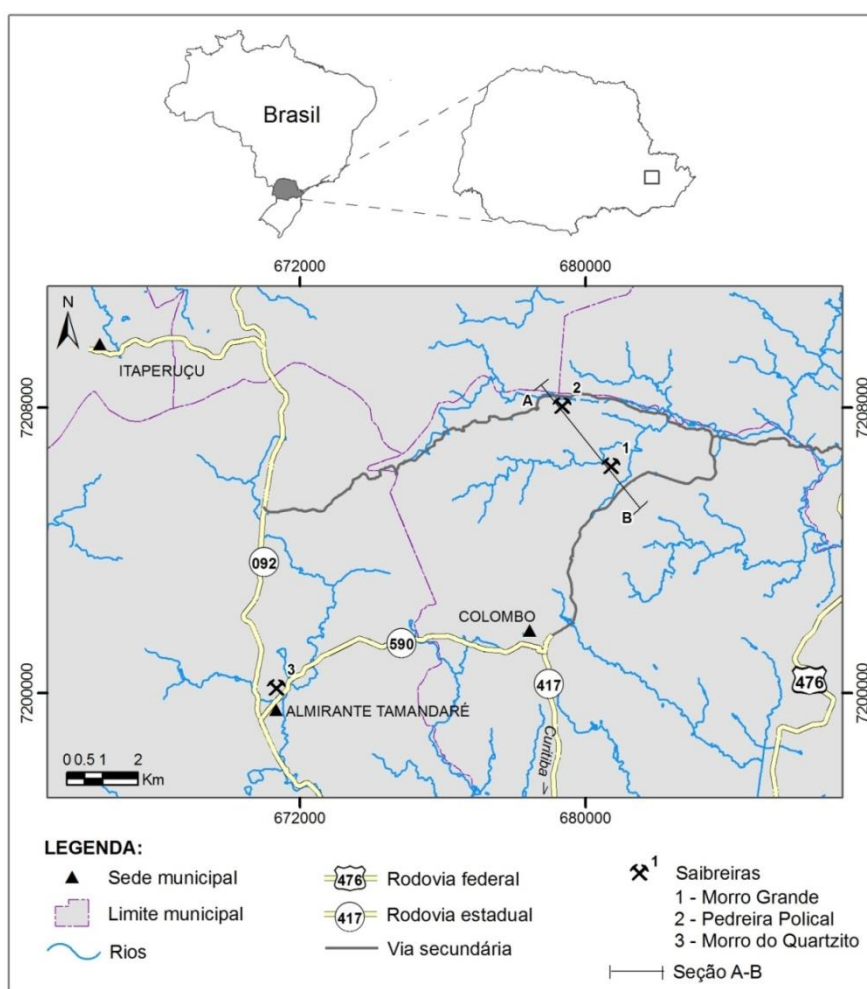


Figura 1. Localização e principais vias de acesso da área de estudo.

## 1.6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização dos litotipos e grau metamórfico da Formação Capiru foram utilizados diferentes materiais e métodos, conforme o fluxograma da Figura 2, a seguir.

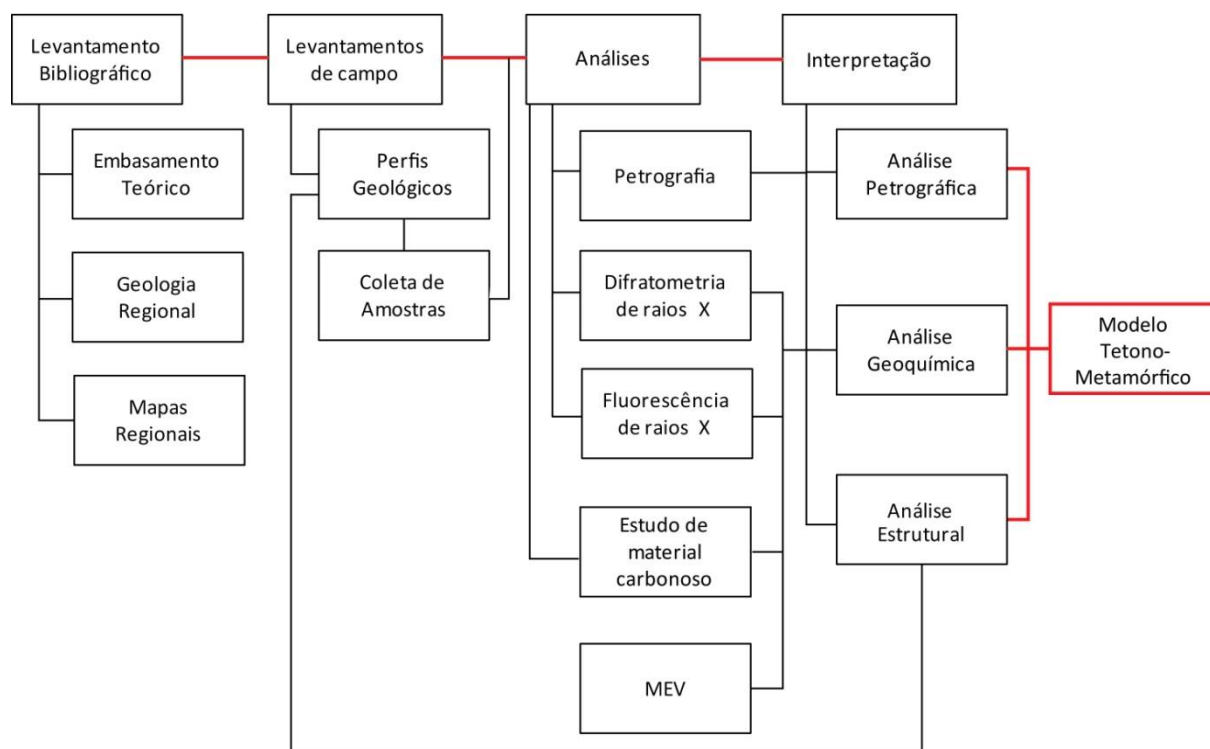


Figura 2. Fluxograma dos materiais e métodos utilizados.

### 1.6.1 Levantamentos de campo

Os levantamentos de campo foram realizados com o objetivo de caracterizar macroscopicamente os litotipos presentes na área de estudo, descrever seu contexto metamórfico/estrutural, bem como fazer a coleta de amostras para as análises geoquímicas e petrográficas.

O levantamento de campo foi realizado em uma etapa de 20 dias de campo, que resultaram no levantamento de duas seções geológica, na escala 1:500.

O levantamento geológico-estrutural foi realizado em duas pedreiras na área de estudo: Saibreira Morro Grande e Pedreira Polical, como mostrado na Figura 1, além de afloramentos da região.

A aquisição de dados estruturais e litológicos foi realizada utilizando o critério de representatividade do litotipo, com georreferenciamento das informações litológicas, atitudes, fotografias e amostras coletadas.

A classificação dos litotipos seguiu os critérios estabelecidos no Guia de Recomendação Internacional para a Nomenclatura de Rochas Metamórficas, sumarizados em Fettes e Desmons (2007), segundo a hierarquia de classificações baseadas em:

- (a) reconhecimento do protólito;
- (b) rochas metamórficas monominerálicas;
- (c) classificação estrutural.

Os dados estruturais foram espacializados em mapas e perfis, após o tratamento em estereogramas *Shimidt-Lambert* de igual área, segundo os métodos de Ramsay e Huber (1997), com hierarquização das foliações e lineações a partir de critérios de superposição, estilos e relações espaciais observadas em campo.

### **1.6.2 Coleta de amostras**

As amostras utilizadas neste estudo foram coletadas levando-se em conta seu posicionamento estratigráfico e sua representatividade dentro das unidades de interesse.

Na Saibreira de Morro Grande a coleta teve como base as seções geológicas confeccionadas por Leandro (2016), enquanto que na Saibreira do Morro do Quartzito a coleta baseou-se na seção de Lange (2015). Na Pedreira Polical uma nova seção foi levantada, em escala 1:500, durante a realização deste trabalho. Todos os levantamentos de seções foram realizados no âmbito do Projeto Capiçu (CNPq481429/2013) -Figura 1.

A localização das amostras foi representada em ambiente SIG utilizando-se sistema de coordenadas UTM, no *Datum* SAD69, Zona 22S, em escala 1:25:000, com informações planialtimétricas das cartas 1:50.000 22XD-I-1; 22XD-I-2, 22XD-I-3 e 22XD-I-4 do DSG.

Ao todo foram coletadas 44 amostras nas pedreiras e perfis da área de estudo. As unidades e seus respectivos litotipos, assim como as análises realizadas encontram-se sumarizadas na Tabela 1.

Tabela 1. Amostras e discriminação das análises realizadas. DRX: difratometria de raios X; RT: rocha total; FA: fração argila; PET: petrografia; MEV: microscopia eletrônica de varredura; COT: carbono orgânico total.

Amostra	Local	Unidade	DRX					
			RT	FA	FRX	PET	MEV	COT
MG-001	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X			
MG-002	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		
MG-003	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X	X	
MG-004	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		
MG-005	Pedreira Morro Grande	meta-arenito					X	
MG-006	Pedreira Morro Grande	meta-siltito	X	X	X			
MG-007	Pedreira Morro Grande	meta-argilito	X				X	
MG-008	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia				X		
MG-009	Pedreira Morro Grande	meta-ritmito/ ardósia				X		
MG-010	Pedreira Morro Grande	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-011	Pedreira Morro Grande	filito rítmico	X	X	X	X	X	
MG-012	Pedreira Morro Grande	filito rítmico	X	X	X	X	X	
MG-013	Pedreira Morro Grande	meta-siltito	X	X	X			
MG-014	Pedreira Morro Grande	meta-argilito	X	X	X			X
MG-015	Pedreira Morro Grande	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-016	Pedreira Morro Grande	meta-arenito	X	X	X			
MG-017	Pedreira Morro Grande	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-018	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X	X	
MG-019	Pedreira Polical	meta-arenito				X		
MG-020	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-021	Pedreira Polical	meta-arenito				X		
MG-022	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-023	Pedreira Polical	quartzito	X	X	X			
MG-024	Pedreira Polical	meta-argilito	X	X	X			
MG-025	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-026	Pedreira Polical	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		X
MG-028	Pedreira Polical	meta-argilito	X	X	X			
MG-029	Pedreira Polical	meta-argilito	X	X	X			
MG-031	Pedreira Polical	filito carbonoso	X	X	X	X	X	X
MG-032	Pedreira Polical	filito carbonoso						X
MG-033	Pedreira Polical	meta-ritmito	X	X	X	X		X
MG-034	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-035	Pedreira Polical	meta-arenito	X	X	X	X		
MG-036	Pedreira Polical	meta-ritmito	X	X	X	X		X
MG-037	Pedreira Polical	filito	X	X	X			
MG-038	Pedreira Polical	filito	X	X	X			
MP-001	Bocaiúva do Sul	filito grafitoso	X	X	X	X	X	X
MP-002	Bocaiúva do Sul	quartzito	X	X	X	X		X
MP-009	Bocaiúva do Sul	filito	X	X	X			
MQ-001	Morro do Quartzito	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		
MQ-002	Morro do Quartzito	meta-arenito	X	X	X	X		
MQ-003	Morro do Quartzito	meta-arenito	X	X	X	X		
MQ-004	Morro do Quartzito	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		
MQ-005	Morro do Quartzito	meta-ritmito/ ardósia	X	X	X	X		

### 1.6.3 Petrografia

Para o estudo petrográfico foram selecionadas 35 amostras que melhor representassem as diferenças texturais e composições mineralógicas das rochas da Formação Capiuru.

A descrição macro e microscópica dos litotipos buscou reconhecer as assembléias minerais constituintes, aspectos texturais e microestruturais dos metassedimentos, além do reconhecimento de texturas sedimentares e registros originais preservados.

As lâminas delgadas foram produzidas no Laboratório de Laminação do LAMIR/UFPR, com descrições e captura de fotomicrografias realizadas em microscópio petrográfico modelo *Zeiss Image A2m*. A granulação fina dos litotipos dificultou o reconhecimento de minerais utilizando a petrografia clássica, sendo assim necessária, a utilização de técnicas geoquímicas para compreender a composição das rochas da Formação Capiuru.

### 1.6.4 Difratometria de raios X (DRX)

A técnica de difração de raios X foi utilizada para auxiliar na identificação das fases minerais presentes nos litotipos da Formação Capiuru, principalmente quanto ao seu conteúdo de filossilicatos. A partir da difratometria de raios X foram obtidos parâmetros como o grau de cristalinidade dos minerais, seu espaçamento basal (*d-spacing*) e dimensão da *b<sub>o</sub> cell* da mica branca.

A difração de raios X é um fenômeno de interação entre a radiação eletromagnética e a matéria ordenada. Quando um feixe de raios X é incidido sobre os átomos da amostra ocorre espalhamento, o que caracteriza a difração. O espalhamento coerente dos raios X por um conjunto de planos cristalográficos (*h,k,l*) ocorre em um ângulo bem definido, denominado de ângulo de Bragg. Essa condição é estabelecida pela Lei de Bragg (KLUG E ALEXANDER, 1974):

$$n\lambda = 2d(hkl) \sin \theta (hkl)$$

Onde:

**n** é a ordem de difração;

$\lambda$  é o comprimento de onda da radiação incidente;

$d(hkl)$  é a distância interplanar e;

$\theta(hkl)$  é o semi-ângulo de difração medido em relação aos raios incidentes.

Os valores de  $d(hkl)$  para compostos padrões estão tabelados e encontram-se disponíveis no Sistema *ICDD*, da *International Union of Crystallography*.

#### Difratometria de raios X de rocha total

Para o reconhecimento das principais fases minerais presentes foram selecionadas 40 amostras que representassem os principais litotipos estudados.

A difratometria de raios X foi realizada em amostras de pó total, onde o material a ser analisado foi pulverizado em almofariz a fim de formar um pó fino e homogêneo, com fração inferior a 250 *mesh* e posteriormente foi compactado a seco sob suporte de alumínio.

#### Difratometria de raios X da fração argila

A fração argilosa de cada amostra foi obtida a partir do sobrenadante da dispersão da amostra pulverizada em água destilada na proporção: 10 g de pó seco para 100 ml de água deionizada, em *beckers* de 500 ml.

Para desagregação as amostras foram levadas a um ultrassom por 1 minuto com a adição de pirofosfato de sódio (defloculante).

Após a desagregação, as amostras foram acondicionadas em provetas de 100 ml para um período de decantação de 2 horas. Após a decantação, a fração sobrenadante da coluna da proveta foi retirada com a ajuda de uma pipeta, para o preparo das lâminas de vidro, pela técnica do esfregaço e secas ao ar (*air-dried samples*).

Toda a preparação das amostras para a difratometria da fração argila foi baseada no manual dos procedimentos sugeridos por Kisch (1991).

Para auxiliar na identificação mineralógica as lâminas foram submetidas a tratamentos como a solvatação com etileno-glicol e aquecimento, a fim de verificar a presença de esmectita e minerais do grupo da caulinita, respectivamente.

O resumo dos tratamentos que foram utilizados na DRX pode ser consultado na Tabela 2.

Tabela 2. Tratamentos utilizados na difratometria de raios X da fração argila.

Tipo de Tratamento	Utilização
Solvatação com etileno-glicol	Utilizado na identificação de fases expansivas como a esmectita e argilominerais interestratificados.
Tratamento térmico	O processo térmico a 450°C leva ao colapso da estrutura da caulinita.
Esfregação	Evita a segregação dos minerais por tamanho das partículas.

As análises de DRX foram executadas no difratômetro de raios X da marca *Panalytical Empyrean* do LAMIR/UFPR, com as seguintes condições analíticas: radiação de  $\text{CuK}\alpha$  e leituras com *scan rate* de 0.5°/min, sob voltagem de 40 kv, corrente de 30 mA. Nas análises de rocha total o intervalo de varredura foi de  $2\theta$  3 a 70°, enquanto que as análises da fração argila a varredura foi de  $2\theta$  2 a 30°.

Para o auxílio na identificação dos minerais foi utilizado o programa X'PERT®, em ambiente Windows, com o banco de dados *Powder Diffraction File*, produzido pelo ICDD – *International Center for Diffraction Data*.

#### Grau de Cristalinidade da Ilita (I'C'I)

Após a identificação das fases minerais presentes em cada amostra foi determinada a largura a meia altura –Figura 3(FWHM- *full width at half maximum*) da reflexão d(001)  $\sim 10\text{\AA}$ , posicionada em  $2\theta \sim 8.9$ , com o objetivo de obter o grau de cristalinidade da ilita/muscovita, nas leituras de rocha total, fração argila normal, tratadas com etilenoglicol e submetidas a tratamento térmico.

Nesta pesquisa o índice de cristalinidade da ilita/muscovita foi utilizado para auxiliar na caracterização do grau metamórfico dos litotipos, com a finalidade de separar as porções com baixo grau metamórfico das áreas com ausência de metamorfismo.



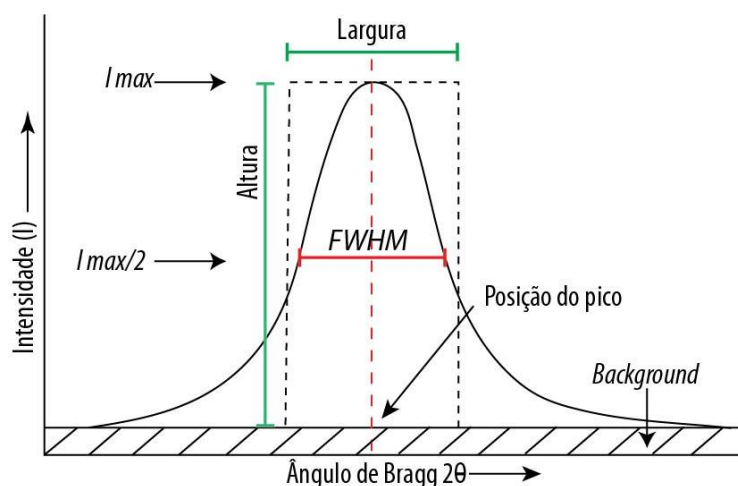


Figura 3. Largura a meia altura de um dado pico na difratometria de raios X.

A série da illita designa um grupo de minerais predominantemente dioctaédricos, com estrutura similar a da muscovita, porém com granulometria na fração argila. O termo illita sempre foi utilizado para designar micas com deficiência em potássio (K) intercarnada e maior quantidade de Si, Mg e H<sub>2</sub>O do que as micas em geral (SRODON E BAILEY, 1987).

Segundo Srodon e Eberl (1984), a série da illita identificada através de DRX pode pertencer a três categorias, sendo que o “índice de cristalinidade” de cada grupo é utilizado para descrever seu grau de evolução ao longo dos processos geológicos:

- a) illita individualizada, cujos politipos são os mesmos identificados nas micas;
- b) argilomineral interestratificado illita/esmectita,
- c) misturas de a e b.

### *Politipos da illita*

Os politipos identificados para a muscovita e a illita são os mesmos, e refletem as condições do ambiente onde foram originados (BAILEY, 1984).

Os politipos da illita 1Md, 1M e 2M<sub>1</sub> (muscovita) são os mais comuns e essa sequência corresponde a intervalos com aumento progressivo de temperatura e pressão, a despeito do politipo 2M<sub>1</sub> se encontrar na zona de incerteza quanto a origem detrítica ou autigênica (MEUNIER E VELDE, 2004).

Weaver e Brockstra (1984) caracterizaram no limite entre as zonas metamórfica e diagenética, o predomínio do politipo 1M e ausência de 2M<sub>1</sub> na fração <2  $\mu$  m, com predomínio do politipo 2M<sub>1</sub> de origem detrítica na fração total.

O aparecimento do politipo 2M<sub>1</sub> na fração <2  $\mu$  m foi condicionado ao início da zona metamórfica, com temperaturas entre 280° e 360°C.

Na epizona 100% das ilitas foram identificadas como 2M<sub>1</sub> em todas as frações granulométricas, com a completa perda das camadas expansivas das ilitas e fim da transição esmectita-muscovita.

Entretanto, autores como Bailey *et al.* (1962), Hower *et al.* (1963) e Grathoff e Moore (1996; 2002) consideram que ilitas 2M<sub>1</sub> de rochas pelíticas devem ser investigadas por datações K/Ar e comparadas aos valores para os politipos 1M e 1Md, quando presentes, para determinar sua origem detrítica ou autigênica.

Exemplos da utilização do grau de cristalinidade da ilita para definir as zonas de metamorfismo de baixo grau podem ser consultados nos trabalhos de Frey *et al.* (1980), Kisch (1983, 1987), Frey (1987a), Jaboyedoff *et al.* (2001) e Lee e Lee (2001).

O Índice de Cristalinidade da Ilita (I'C'I) está relacionada ao grau de cristalização metamórfica que o mineral sofreu. Ou seja, o índice de cristalinidade é proporcional à pressão e temperatura a que o mineral foi submetido no processo diagenético/metamórfico, e é baseado na sequência de evolução da sequência dioctaédrica.

Após o cálculo dos índices de cristalinidade da ilita (I'C'I) nas amostras da Formação Capiu, os resultados foram comparados com a classificação da transição diagênese/ metamorfismo proposta por Kisch (1991). Este trabalho teve como base estudos estatísticos, tipo de preparação e padrões interlaboratoriais, para definir os limites das zonas diagênese/ metamorfismo propostas por Kübler (1964). Os valores de I'C'I que balizam os limites das zonas podem ser consultados na Figura 4.

Grau metamórfico	Fácies metamórfica	Zona (baseada no ICI)
Diagênese	Fácies da zeólita	Diagênese (ICI > 0.42°Δ2θ)
Grau incipiente (muito baixo)	Fácies prehnita-pumpelita	Anquizona (ICI: 0.42 - 0.25°Δ2θ)
	Fácies sub xisto verde	
Baixo grau	Fácies Xisto verde	Epizona (ICI < 0.25°Δ2θ)

Figura 4. Limites entre zonas metamórficas baseados no índice de cristalinidade da ilita (I'C'I) (adaptado de Kisch, 1991).

#### Espaçamento basal (*d-spacing*) da K-mica (mica branca)

As medidas do espaçamento basal da K-mica foram efetuadas, utilizando os resultados da difratometria na fração argila (<2μm). O espaçamento basal nos filossilicatos está relacionado com as suas características composicionais (GUIDOTTI *et al.*, 1992). Esta medida reflete a presença de substituições de Na/K, o que está relacionado com a temperatura em que a K-mica foi formada. No entanto, o espaçamento basal pode ser afetado por outros fatores como o conteúdo de fengita (GUIDOTTI, 1984 e GUIDOTTI *et al.*, 1992), além da presença de NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, F<sup>-</sup> e substituição de OH<sup>-</sup> por O<sup>-</sup> (JUSTER *et al.*, 1987; ROBERT *et al.*, 1993; ACKERMANN *et al.*, 1993).

#### Dimensão da *b<sub>o</sub> cell* da mica branca (K-mica)

O tamanho da *b<sub>o</sub> cell* da K-mica foi obtido a partir da difratometria de raios X, em uma fatia de rocha cortada perpendicularmente a foliação, com o objetivo de reconhecer a reflexão (060), segundo os procedimentos definidos por Sassi e Scolari (1974); Guidotti e Sassi (1986); Frey (1987) e Àrkai (2002).

Como padrão interno foi utilizado a reflexão do quartzo na posição 59.96°2θ, e a dimensão da *b<sub>o</sub> cell* foi calculada medindo-se a diferença no espaçamento entre

a reflexão (060) da K-mica e do quartzo na posição  $59.96^\circ 2\theta$  (SASSI E SCOLARI, 1974).

A dimensão da  $b_o$  cell da K-mica depende da substituição de fengita, que está relacionada com as condições de pressão no momento de formação/cristalização ou reequilíbrio da mica na rocha. Por isso, uma relação semi-quantitativa é estabelecida entre a dimensão da  $b_o$  cell da K-mica e o gradiente de pressão metamórfica: valores de  $b_o$  menores que  $9.000\text{\AA}$  são típicos de baixa pressão, enquanto que valores maiores que  $9.040\text{\AA}$  denotam condições de alta pressão (GUIDOTTI E SASSI, 1986).

#### 1.6.5 Fluorescência de raios X (FRX)

A fluorescência de raios X é uma técnica analítica utilizada no reconhecimento da composição química de diversos tipos de materiais e rochas. O método da fluorescência de raios X consiste em incidir um feixe de raios X em uma amostra, quando os elétrons retornam aos níveis de menor energia emitem raios X refratados, com linhas espectrais características. As intensidades desses espectros são detectadas, obtendo-se um padrão de fluorescência característico para cada elemento químico (WILLIAMS, 1987).

Essa técnica é utilizada na determinação quantitativa e semi-quantitativa de elementos maiores e traço, com base na calibração de amostras padrões semelhantes.

O método de preparação das amostras consistiu na produção de pérolas. Pastilhas prensadas foram utilizadas quando o material continha elevados teores de ferro.

Para a produção das pérolas foi fundida a alíquota de 0.9 g de pó (rocha total), para 9 g de tetraborato de lítio. Na confecção das pastilhas prensadas foi utilizada a alíquota de 1,4 g de amostra para 7 g de cera especial para pastilha, e prensadas a seco com pressão de  $20\text{ ton/cm}^2$  por 60 segundos.

As amostras foram analisadas pelo método quantitativo nas pérolas, em uma linha específica para rochas silicáticas, areias, argilas e talcos, com o objetivo de quantificar os óxidos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). O método semi quantitativo foi usado para pastilhas prensadas.

As análises foram efetuadas em um espectrômetro *Panalytical* AXIOS MAX, com perda ao fogo ou *L.O.I. (loss on ignition)* calculada a partir de 0.5 g da amostra pulverizada, seca a 100°C, e posteriormente aquecida a 1000°C por duas horas, seguindo os procedimentos de análise do LAMIR/UFPR. Combinada com as outras técnicas esta análise foi utilizada para determinar a composição dos minerais presentes.

#### **1.6.6 Teor de carbono orgânico total (COT)**

Muitos trabalhos utilizam a maturação do material orgânico e sua sequência de grafitação na interpretação da história termal de complexos orogenéticos – Kisch (1983), Dalla Torre *et al.* (1994), Suchy *et al.* (1997); Suchy *et al.* (2002), Sakaguchi *et al.* (2007). Estes estudos baseiam-se no princípio de que os valores observados de maturidade orgânica são função da intensidade e duração dos processos metamórficos, principalmente associados à temperatura.

A determinação do conteúdo de carbono orgânico total – COT, nos filitos carbonosos da Formação Capiuru, foi obtida por um analisador de carbono elementar, que converte o CO<sub>2</sub>, proveniente da combustão da matéria orgânica total, em valores de carbono orgânico. Esta análise foi realizada segundo a rotina de trabalho do Laboratório de Mineralogia de Solos/UFPR, e o teor de carbono orgânico total foi determinado pelo método de combustão seca, utilizando-se um analisador de C e N, *LECO, TruSpec CHN*.

Não houve necessidade de realizar a etapa de eliminação do carbono inorgânico, pois as análises de difratometria de raios X e fluorescência de raios X não identificaram a presença de carbono inorgânico nas amostras. O procedimento realizado utilizou a alíquota de amostra de ±0,25 g de material pulverizado. Após esta etapa a amostra foi levada à combustão em um analisador com detector de infravermelho.

#### **1.6.7 Microscopia eletrônica de varredura (MEV )**

A microscopia eletrônica de varredura (MEV) é utilizada para fornecer informações de detalhe (até 10 Å) através de imagens da superfície e estimativas

composicionais de diversos tipos de materiais geológicos. A imagem eletrônica fornecida pelo equipamento é formada pela incidência de um feixe de elétrons no material em condições de vácuo e, após a varredura, o sinal é captado por um detector (WATT, 1997).

Os elétrons secundários (*SE*) são elétrons emitidos da amostra com energia inferior a 50 eV. De todos os sinais que podem ser usados para análise de amostras no MEV o sinal de elétrons secundários é o mais utilizado.

A detecção por elétrons secundários formam imagens com alta resolução (3-5 nm). O contraste na imagem é dado, sobretudo, pelo relevo da amostra (DEDAVID, 2007).

A microscopia eletrônica de varredura - SE foi utilizada para a identificação da superfície de argilominerais e para a determinação de microtexturas.

Foram analisadas 7 (sete) amostras de metapelitos e quartzitos da Formação Capiru na região do Morro Grande, em lâminas delgadas ou pequenas amostras do material, metalizadas com ouro e analisadas no MEV modelo JEOL 6010LA, modelo EX-94410T1L11 acoplado no LAMIR/UFPR.

## 1.7 CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO

A Formação Capiçu está inserida no contexto da porção sul do Sistema Orogênico Ribeira, anteriormente definido como Cinturão Ribeira, por Hasui (1975), que representa uma unidade geotectônica com registros de colisões neoproterozoicas no contexto do *Gondwana* Oeste (HEILBRON *et al.*, 2008).

O Sistema Orogênico Ribeira é composto por faixas de unidades metassedimentares, metavulcanossedimentares e intrusões graníticas proterozoicas, que constituem terrenos com evoluções distintas e polifásicas, relacionados à amalgamação do Supercontinente *Gondwana*, abrangendo principalmente os estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. (CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; SIGA JR, 1995; HEILBRON *et al.*, 2008; SIGA JR, 2010).

A porção sul do Sistema Orogênico Ribeira, que abrange os estados de Santa Catarina e Paraná, e é constituída por quatro compartimentos tectônicos reconhecidos através de aspectos petrológicos, estruturais e geocronológicos, denominados de Terrenos Apiaí, Curitiba, Luís Alves e Paranaguá, com idades que variam do Paleoproterozóico ao Paleopaleozóico (HASUI, 1975; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR *et al.*, 1993; SIGA JR, 1995; 2010; CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; KAUFUSS, 2001; SIGA JR *et al.*, 2008; CURY, 2009; FALEIROS *et al.*, 2011a; SIGA JR *et al.*, 2011a; FALEIROS *et al.*, 2011b; SIGA JR *et al.*, 2011b; SIGA JR *et al.*, 2011c).

Na Figura 5, podem ser observadas as unidades tectônicas ou terrenos que compõem o Cinturão Ribeira Sul.

Neste estudo optou-se por apresentar as unidades segundo sua definição original de “Formação”, devido à dificuldade em hierarquizá-las nestes terrenos, e com o intuito de preservar os nomes consagrados nos trabalhos anteriores (BIGARELLA e SALAMUNI, 1956; BIGARELLA e SALAMUNI, 1958; BIGARELLA e SALAMUNI, 1967; MARINI *et al.*, 1967; FUCK *et al.*, 1967; MARINI, 1970; CAMPANHA, 1991; FIORI, 1991; SIGA JR., 1995; CAMPANHA e SADOWSKI, 1999; FALEIROS, 2008; SIGA JR., 2010).

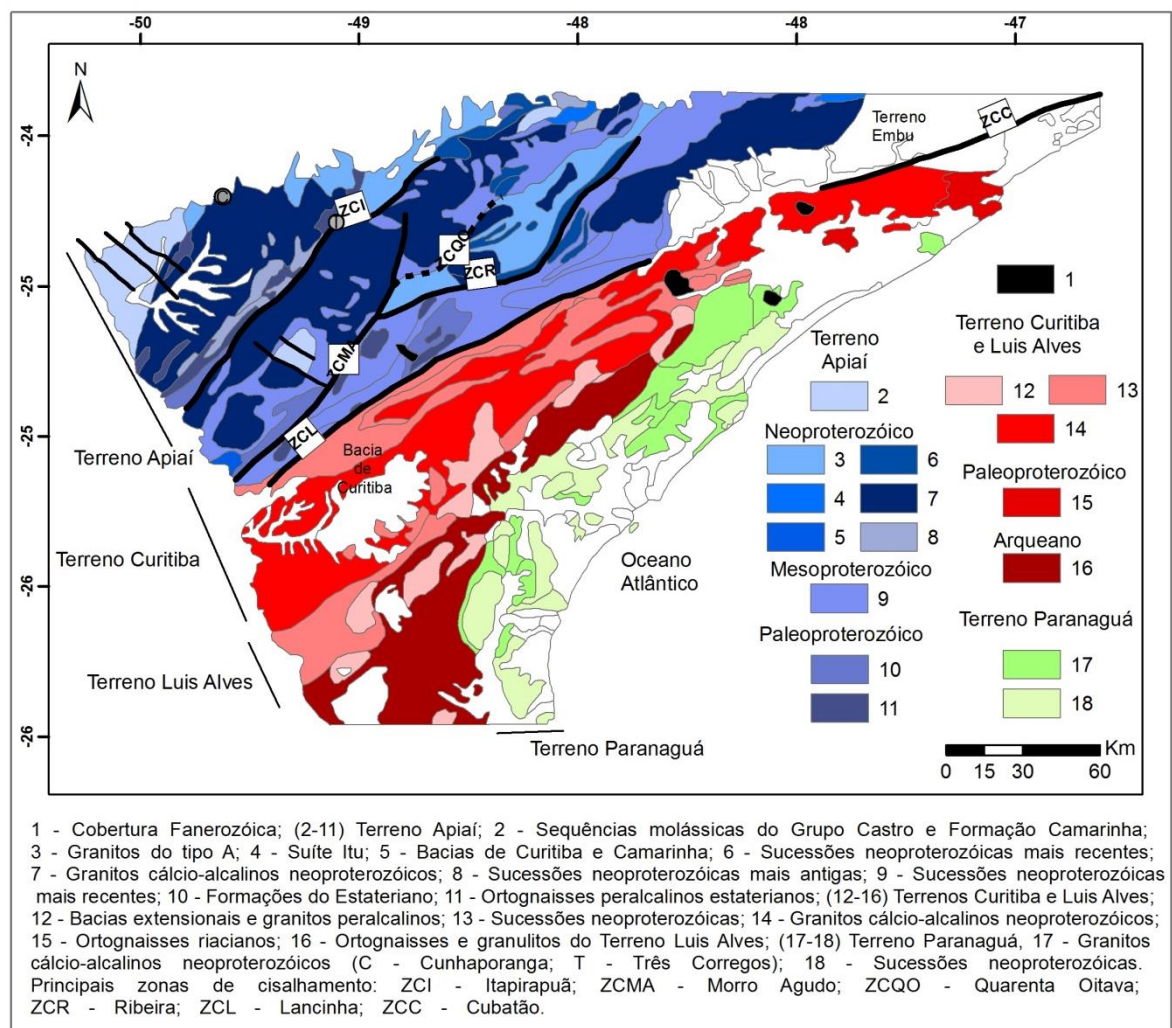


Figura 5. Contexto geotectônico do Cinturão Ribeira Sul. Adaptado de Basei *et al.*, 1992; Siga Jr, 1995; Harara, 2005; Cury, 2009; Leandro, 2016.

### 1.7.1 Terreno Paranaguá

O Terreno Paranaguá está localizado em uma faixa que se estende da região costeira do estado de São Paulo até Santa Catarina, e encontra-se balizado por falhas de baixo ângulo com os Terrenos Luís Alves e Curitiba - Figura 5 (CURY, 2009).

É composto por um complexo ígneo neoproterozoico, subdividido nas suítes graníticas Morro Inglês, Estrela, Rio Canavieiras e Rio do Poço, formadas a partir do retrabalhamento das rochas da crosta inferior, com idades de formação entre 0,62 a 0,57 Ga e interpretadas como *sin* a tardi tectônicas (SIGA JR, 1995; CURY, 2009).



As encaixantes dos granitóides são rochas metassedimentares da Formação Rio das Cobras e gnaisses do Complexo São Francisco do Sul, ambos de idades paleoproterozoicas - 1,8-2,1 Ga (CURY, 2009).

A assinatura geoquímica dos granitos é interpretada como sendo característica de arco magmático, relacionados ao contexto da colisão neoproterozoica (BASEI *et al.*, 1992; FALEIROS, 2008; CURY, 2009).

Juntamente com o evento de formação do *Gondwana* no final do Neoproterozoico, ocorreram as intrusões graníticas da Província Graciosa (0,61 – 0,59 Ga), que englobam plútons nos Terrenos Curitiba, Paranaguá e Luís Alves. As composições dos granitóides variam de granitos a sienitos, ocorrendo, subordinadamente, gabros e dioritos (HARARA *et al.*, 2001; HARARA *et al.*, 2002). Associado a este evento tectônico de caráter extensional, formaram-se as bacias *pull-apart*, preenchidas por rochas metavulcânicas e metassedimentares, como as bacias de Castro, Campo Alegre e Guaratubinha, com idades de ~0,6 Ga (SIGA JR *et al.*, 1993; SIGA JR, 1995; CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; FALEIROS *et al.*, 2011b).

### 1.7.2 Terreno Luís Alves

O Terreno Luís Alves ocorre em contato com o Terreno Curitiba, em sua porção norte, através da Zona de Cisalhamento Piên-Mandirituba, encontra-se limitado a leste pelo Terreno Paranaguá e a sul pelo Cinturão Dom Feliciano (Figura 5), ocorrendo em sua maior extensão no estado de Santa Catarina (SIGA JR, 1995; FALEIROS *et al.*, 2011b).

É constituído por gnaisses granulíticos, migmatitos, granitóides e rochas metassedimentares, com estruturação de direção preferencial NW. Estudos geocronológicos sugerem idades paleoproterozoicas (2,72 – 2,58 Ga), com gênese associada ao Ciclo Transamazônico, além de rochas arqueanas retrabalhadas no Paleoproterozoico. Idades neoproterozoicas são encontradas nas regiões próximas às zonas de cisalhamento que bordejam o seu interior (BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR *et al.*, 1993; SIGA JR., 1995; SATO *et al.*, 2003; CURY, 2009).

A Bacia de Itajaí está sobre as rochas de alto grau do Terreno Luís Alves, e é interpretada como uma bacia de ante-país, com preenchimento metavulcanossedimentar (BASEI *et al.*, 1998).

Entre os Terrenos Luís Alves e Curitiba, ocorre uma faixa alongada de direção NE, constituída por um complexo granítico de caráter cálcio-alcálico deformado, denominado de Suíte Rio Piên-Madirituba, associado a estes granitóides ocorre ainda a Suíte Máfica-Ultramáfica de Piên, composta por rochas que sugerem uma sequência ofiolítica incompleta com a presença de peridotitos, piroxenitos e gabros toleíticos (HARARA, 2001; HARARA *et al.*, 2003).

### **1.7.3 Terreno Apiaí**

O Terreno Apiaí está localizado a norte da Zona de Cisalhamento da Lancinha (ZCL) - (Figura 5), e é composto por rochas de idades meso a neoproterozoicas, deformadas e metamorfisadas, com direção preferencial NE; além de intrusões graníticas neoproterozoicas associadas (CAMPANHA e SADOWSKI 1999; CURY *et al.*, 2002; BASEI *et al.*, 2003; WEBER *et al.*, 2004; FALEIROS, 2008; CAMPANHA *et al.*, 2008; SIGA JR *et al.*, 2009; SIGA JR *et al.*, 2011a; SIGA JR *et al.*, 2011b; SIGA JR *et al.*, 2011c).

#### **Núcleos paleoproterozoicos**

As porções mais antigas do Terreno Apiaí são os núcleos paleoproterozoicos das unidades Tigre, Betara e Apiaí-Mirim, que apresentam controle estrutural relacionado à Zona de Cisalhamento da Lancinha (ZCL) e afloram ao norte da estrutura. Estas unidades são interpretadas como lascas expostas do embasamento, devido à influência das falhas de cavalgamento e transcorrências. São compostos predominantemente por granitóides deformados por cisalhamento dúctil a dúctil-rúptil, com variáveis graus de milonitização (KAULFUSS, 2001; CURY *et al.*, 2002; PRAZERES FILHO *et al.*, 2005; SIGA JR, 2010).

O núcleo Tigre é composto por quartzo monzonitos a quartzo monzodioritos e sienogranitos, variando de protomilonitos a milonitos.

O núcleo Betara é constituído por sienogranitos e granodioritos cisalhados e milonitizados (KAULFUSS, 2001).

O núcleo Apiaí Mirim ocorre a norte do Granito Três Córregos, em contato tectônico com as sequências metavulcanossedimentares Itaiacoca e o Água Clara. É composto principalmente por sienogranitos e monzogranitos milonitizados (PRAZERES FILHO *et al.*, 2005; SIGA JR, 2010).

Dois grupos de rochas podem ser identificados: (i) granitóides miloníticos com assinatura cálcio-alcálica e (ii) granitóides miloníticos com assinatura alcalina. Segundo Kaulfuss (2001) os granitóides cálcio-alcálicos apresentam idade de aproximadamente 2,2Ga (U-Pb em zircões), com heranças arqueanas de aproximadamente 2,8 Ga, compatíveis com eventos colisionais riacianos.

Os granitóides alcalinos apresentam feições de magmatismo bimodal com idades de cristalização próximas a 1,75 Ga, interpretados como produto de processos extensionais do período Estateriano (KAULFUSS, 2001; CURY *et al.*, 2002; PRAZERES FILHO *et al.*, 2005).

## Formações Perau e Betara

As formações Perau e Betara são compostas por sequências metavulcanossedimentares e apresentam similaridades composicionais e geocronológicas (SIGA JR, 2010).

Localizam-se ao norte da Zona de Cisalhamento da Lancinha (ZCL), com ocorrências de importantes depósitos de Pb, Zn, Cu e Ba (FRITZSON JR. *et al.*, 1982; PIEKARZ, 1984; DAITX, 1996; SIGA JR, 2010; SIGA JR. *et al.*, 2011a).

Litologicamente podem ser divididas em três sequências: metapsamítica, carbonática e metapelítica, e as paragêneses observadas são compatíveis com metamorfismo da fácies xisto verde à fácies anfibolito, com importantes evidências de retrometamorfismo (PIEKARZ, 1984; DAITX, 1996).

Idades de cristalização em rochas metabásicas apresentam idades entre 1.4 e 1,5 Ga (U-Pb em zircão - SHRIMP, LA-ICP-MS e ID-TIMS; SIGA JR, 2010), formadas durante eventos extensionais, concomitantes a sedimentação das respectivas bacias (SIGA JR, 2010; SIGA JR *et al.*, 2011a).

## Formação Água Clara

A Formação Água Clara aflora a sul da Zona de Cisalhamento Itapirapuã, e encontra-se justaposta pelas Zonas de Cisalhamento Morro Agudo e Quarenta Oitava. Nesta unidade ocorre a intrusão de granitóides do Complexo Granítico Três Córregos (MARINI, 1970; WEBER *et al.*, 2003; SIGA JUNIOR. *et al.*, 2011c).

É constituída por mármore calcíticos puros e impuros, rochas calciossilicáticas, metamargas, cálcio-xistos, mica-xistos, quartzitos, metacherts, metabasitos e anfibolitos (SIGA JR. *et al.*, 2011c). Apresenta paragêneses compatíveis com a fácies xisto-verde a fácies anfibolito.

Estudos geocronológicos nos metabasitos efetuados por Weber *et al.* (2003), obtiveram idades (ID-TIMS U-Pb em zircão) entre 1,4 e 1,5 Ga, concomitantes com as extensões do Caliminiano na formação dessas sequências.

## Formação Votuverava

A Formação Votuverava é a unidade metavulcanossedimentar de maior extensão do Terreno Apiaí, aflorando entre as zonas de cisalhamento Lancinha (ao sul) e Morro Agudo, Ribeira e Agudos Grandes (ao norte). É composta predominantemente por metassedimentos e metabasitos e, subordinadamente, rochas carbonáticas. O metamorfismo nestas sequências é descrito como da fácies xisto verde à fácies anfibolito (BIGARELLA e SALAMUNI, 1956; FALEIROS, 2008; SIGA JR. *et al.*, 2011c). Datações nessas rochas (U-Pb em zircão ID-TIMS, LA-ICP-MS e SHRIMP) indicam idade de formação no Caliminiano (1,5 Ga) relacionados a períodos de extensão.

## Formações Lajeado e Antinha

As Formações Lajeado e Antinha estão limitadas pelas zonas de cisalhamento Ribeira, Figueira, Quarenta Oitava e Morro Agudo, e ocorrem compartimentadas entre as formações Água Clara e Votuverava. Ambas são

constituídas por metassedimentos terrígenos e, subordinadamente carbonáticos, depositados em ambientes plataformais, onde se observam estruturas sedimentares preservadas. As paragêneses metamórficas são típicas da fácies xisto verde (DIAS E SALAZAR, 1987; CAMPANHA E SADOWSKI, 1999; SIGA JR, 2010; CAMPANHA *et al.*, 2016).

Datações SHRIMP U-Pb (em zircão) de Campanha *et al.* (2016) nos metabasitos e zircões detríticos (em meta-arenitos), definem idades mínimas de deposição em aproximadamente 870 Ma (obtida no Gabro de Apiaí) e idades máximas de deposição em aproximadamente 1,5 Ga, respectivamente.

### Formação Iporanga

A Formação Iporanga aflora na porção sudoeste do estado de São Paulo e é composta por metassedimentos terrígenos metamorfisados na fácies xisto verde (CAMPANHA *et al.*, 2008; SIGA JR, 2010).

Quanto ao ambiente de sedimentação não existe consenso, com interpretações que variam de ambientes glaciais, plataformais, molassas, e turbiditos (PETRI E SUGUIO, 1969, CAMPANHA *et al.*, 1985; 1986; CAMPANHA *et al.*, 2008).

Datações U-Pb - SHRIMP em zircões detríticos apresentam idade máxima de sedimentação em  $593 \pm 15$  Ma (CAMPANHA *et al.*, 2008).

### Faixa Itaiacoca

A Faixa Itaiacoca é composta por uma sequência de rochas metavulcânicas e metassedimentares que afloram entre os cinturões graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (SOARES *et al.*; 1987; SIGA JUNIOR *et al.*, 2002).

A unidade pode ser separada em duas sequências principais: uma composta por mármore dolomíticos com registros microbiais e intercalações de metassedimentos e metabasitos; e uma sequência formada por metarcóseos, metaconglomerados, metapelitos e rochas metavulcânicas ácidas com assinatura cálcio-alcalina, compatível com ambiente de retroarco (REIS NETO, 1994).

Segundo Siga Junior *et al.*, (2008), dados geocronológicos U-Pb (em zircão) caracterizam idades entre 1030-908 Ma, interpretadas como a cristalização de soleiras da sequência inferior durante o período extensional no Toniano.

Idades U-Pb (em zircão) ID-TIMS e SHRIMP nas rochas metavulcânicas, que caracterizam o período entre 645-628 Ma para a formação da sequência superior com afinidade cálcio-alcálica, período coincidente com idades obtidas por Prazeres Filho (2005) nos cinturões graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, e interpretações condizentes com ambiente de formação relacionado a arcos magmáticos.

Idades K-Ar obtidas em sericita/muscovita (628-610 Ma) são interpretadas como idades de resfriamento da unidade (SIGA JR *et al.*, 2008; SIGA JR, 2010).

## Magmatismo neoproterozoico

Os corpos graníticos neoproterozoicos do Terreno Apiaí ocorrem como batólitos e *stocks* das unidades Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes. Estes complexos graníticos apresentam formas elipsoidais com eixo preferencial NE-SW, sendo compostos por uma vasta gama de fácies e sub-fácies (GIMENEZ FILHO *et al.*, 1995; GUIMARÃES, 2000; PRAZERES FILHO, 2000; PRAZERES FILHO *et al.*, 2003).

O Complexo Cunhaporanga aflora entre os estados do Paraná e de São Paulo e é composto por diferentes corpos de monzo a sieno-granitos, e subordinadamente, granodioritos e quartzo-monzonitos. Ocorrem corpos subvulcânicos de composição álcali-granítica a sienogranítica. Os granitos do Complexo Cunhaporanga apresentam tendência cálcio-alcálica, com série de alto K, e são interpretados como granitos do tipo I e A, formados em ambiente de arco magmático e intraplaca (PRAZERES FILHO, 2000; PRAZERES FILHO *et al.*, 2003; GUIMARÃES, 2000).

O Complexo Granítico Três Córregos aflora nos estados do Paraná e São Paulo, e é composto por granitos e granodioritos, quartzo-monzonitos, e, subordinadamente, sienogranitos e monzogranitos. Estudos geoquímicos revelam tendência cálcio-alcálica de médio a alto-K, do tipo I, formados em ambiente de arco

magmático (GIMENEZ FILHO *et al.*, 1995; GUIMARÃES, 2000; PRAZERES FILHO, 2000).

Alguns *stocks* graníticos são observados em meio aos metassedimentos do Terreno Apiaí, com colocação associada a zonas de cisalhamento transcorrente (FIORI, 1991; CURY *et al.*, 2003; DRESSEL, 2013).

Cury *et al.* (2003) e Prazeres Filho (2000) consideram os *stocks* graníticos Carambei, Joaquim Murtinho, Piedade, Varginha, Cerne, Passa Três e Rio Abaixo como produto de magmatismo tardi a pós-colisional.

Ocorrem também granitóides *sin* a tardi-colisionais, como os *stocks* dos granitos do Cerne, Morro Grande, Itaóca, Apiaí e Passa Três, que representam o magmatismo pós-colisional relacionado aos estágios finais de transpressão (PRAZERES FILHO *et al.*, 2000; PRAZERES FILHO *et al.*, 2003; PRAZERES FILHO *et al.*, 2005; CURY *et al.*, 2008; SIGA JR *et al.*, 2011c).

Idades U-Pb (em zircão) ID-TIMS próximas a 560 Ma foram obtidas por Cury *et al.* (2008) corroborando com as idades Ar-Ar de biotitas do Granito do Cerne, em  $557 \pm 1,6$  Ma, sendo interpretadas como o resfriamento rápido para esses granitos.

#### Intrusivas alcalinas

No Terreno Apiaí ocorrem também os maciços alcalinos de Tunas, Banhadão, Mato Preto e Itapirapuã, além de intrusões fonolíticas hospedadas em diques e *plugs* (VASCONCELOS *et al.*, 1998). São compostos predominantemente por sienitos e álcali-feldspato granitos em corpos de tamanhos variados (SIGA JR *et al.*, 2008).

Estudos geocronológicos U-Pb (em zircão) SHRIMP e K-Ar (biotita) de Siga Jr *et al.* (2007) no Maciço Alcalino Tunas, denotam idades de cristalização em 82 Ma.

#### 1.7.4 Terreno Curitiba

A área de estudo deste trabalho está localizada no contexto do Terreno Curitiba, uma unidade alongada, de direção NE-SW, limitada a norte pela Zona de

Cisalhamento da Lancinha (ZCL), em contato com as rochas do Terreno Apiaí, e a sul através da Zona de Cisalhamento Piên-Madirituba, em contato com os gnaisses do Terreno Luís Alves (SIGA JR *et al.*, 1993; BASEI *et al.*, 1998; SIGA JR *et al.*, 2007; FALEIROS, 2008; FALEIROS *et al.*, 2011b).

O Terreno Curitiba é composto por gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba, além de migmatitos e granitóides deformados do Núcleo Setuva, que por sua vez, encontram-se recobertos por rochas metassedimentares das Formações Capiru e Turvo-Cajati, como descrito a seguir (SIGA JR *et al.*, 1993; SIGA JR, 1995; CURY, 2009) -Figura 6.

Segundo Basei *et al.* (1992); Siga Jr (1995); Kaulfuss (2001); Siga Jr *et al.* (2007), Faleiros *et al.* (2011b) e Castro *et al.* (2014), o Terreno Curitiba apresenta características geológicas, estruturais e geocronológicas distintas dos terrenos adjacentes. As unidades de infraestrutura são representadas por gnaisses e migmatitos, e encontram-se recobertas por unidades metassedimentares de cobertura.

## Complexo Atuba

O Complexo Atuba é caracterizado por uma suíte orto-gnáissica- migmatítica do tipo TTG, limitada a sul pelo Terreno Luís Alves e a norte pelas Formações Capiru e Turvo-Cajati. Apresenta um *trend* de direção NE, subparalelo a um bandamento gnáissico, com rochas metamorfisadas na fácies anfibolito, formadas em regime dúctil, em níveis crustais inferiores (SIGA JR, 1995; SATO *et al.*, 2003; SATO *et al.*, 2009a).

Seus limites estão representados por significativas zonas de cisalhamento e é composto por gnaisses de granulação grossa e migmatitos, intercalados a lentes de quartzitos, rochas metabásicas e porções graníticas originadas por processos de anatexia (CAMPANHA, 1991; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR, 1995; SIGA JR *et al.*, 2007; SATO *et al.*, 2009a; CURY, 2009; FALEIROS *et al.*, 2011b).



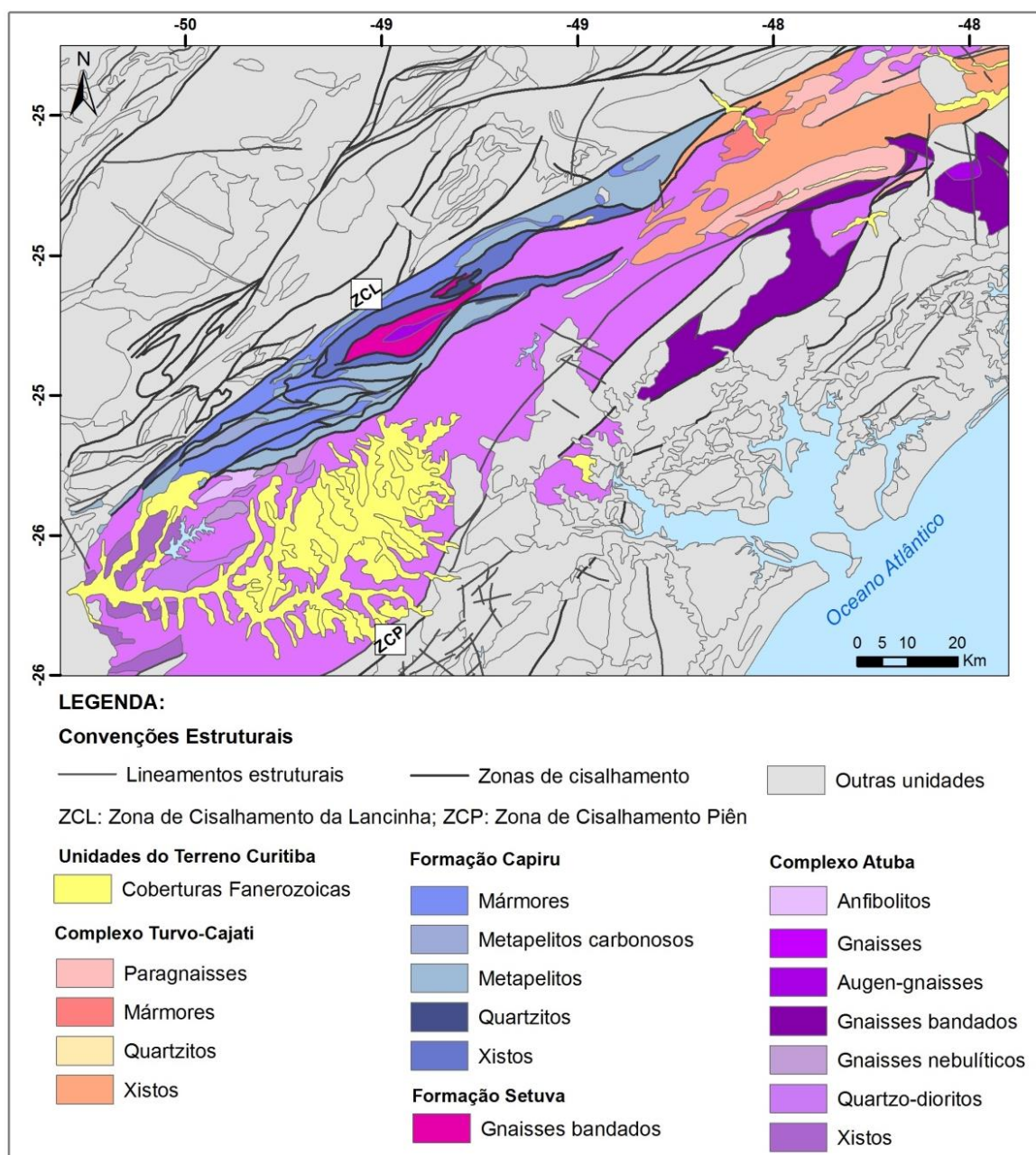


Figura 6. Esboço geológico das unidades constituintes do Terreno Curitiba.

Estudos geocronológicos demonstram uma evolução crustal complexa, com derivação manto-crosta dos protólitos durante o Arqueano (idades modelo Sm-Nd entre 3,1 e 2,7 Ga), com registros termotectônicos do Paleoproterozoico, (idades U-Pb em zircão de 1,9 – 2,2 Ga). Zircões neoformados e bordas recrystalizadas apresentam idades entre 645 - 633 Ma, admitidas como registro da migmatização do Neoproterozoico (SATO *et al.*, 2003; SIGA JR *et al.*, 2007).

Dados litogeoquímicos (SILVA *et al.*, 2005) sugerem migmatização em condições de ~720 °C e 6.8 Kbar, com idades U-Pb - SHRIMP em bordas de zircão de 590 Ma (SATO *et al.*, 2009).

No contexto geotectônico o Complexo Atuba é a unidade infracrustal com registros da justaposição do Terreno Curitiba e terrenos adjacentes (Luís Alves e Apiaí), formada e deformada em níveis estruturais inferiores, retrabalhado e migmatizada durante o Neoproterozoico (CAMPANHA, 1991; BASEI *et al.*, 1992; SIGA JR, 1995; SIGA JR *et al.*, 2007; SATO *et al.*, 2003; SATO *et al.*, 2009a; CURY, 2009; FALEIROS *et al.*, 2011b).

### Núcleo Setuva

O Núcleo Setuva ocorre alinhado com a Zona de Cisalhamento da Lancinha (ZCL), e aflora como uma unidade alongada, de forma elipsoidal, com direção NE-SW. É constituído por gnaisses e migmatitos, sienogranitos, granodioritos e monzogranitos, e ocorre em contato tectônico com os metassedimentos da Formação Capiu (SIGA JR *et al.*, 2007; SIGA JR, 2010).

Esta unidade apresenta uma evolução policíclica que abrange tanto os litotipos graníticos, bem como gnáissico-migmatíticos. Seu posicionamento estratigráfico é ainda uma questão discutida, pois pelo menos parte da Formação Setuva pode representar uma tectonofácies correlata à Formação Capiu e seu embasamento (YAMATO, 1999; SIGA JR *et al.*, 2007).

### Complexo Turvo-Cajati

O Complexo Turvo-Cajati, aflora a sul da Zona de Cisalhamento da Lancinha (ZCL), e é caracterizada por uma sequência de rochas metassedimentares deformadas heterogeneamente, composta por gnaisses miloníticos, ardósias, filitos e mica-xistos intercalados a rochas calciossilicáticas, quartzitos e mármore dolomíticos (FALEIROS, 2008; FALEIROS *et al.*, 2011b).

O metamorfismo desta unidade varia de fácies xisto verde a fácies anfibolito (FALEIROS, 2008). Segundo Vasconcelos *et al.* (1999), o ambiente de deposição do

Complexo Turvo-Cajati é marinho plataformar de águas rasas, com contribuição carbonática.

Estudos sugerem que esta unidade estaria associada a um prisma acrecionário, com porções subductadas, refletindo um típico padrão colisional. Sobreposições entre os Complexos Turvo-Cajati e Atuba em períodos tardi metamórficos/tectônicos foram condicionados por uma tectônica de *nappes*, produzindo deformação heterogênea (FALEIROS, 2008; FALEIROS *et al.*, 2011b).

### Formação Capiu

A Formação Capiu, definida por Bigarella e Salamuni (1956), é caracterizada como uma unidade supracrustal do Terreno Curitiba (SIGA JR, 1995). É composta por rochas metassedimentares de baixo grau que afloram segundo uma faixa alongada de direção NE-SW, entre o Complexo Gnáissico-Migmatítico e a Zona de Cisalhamento da Lancinha -Figura 6.

A Formação Capiu recobre os gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba e, localmente, encontra-se recoberta pelos sedimentos inconsolidados das Formações Camarinha e Guabirota.

Por se tratar do foco deste estudo, as principais características da Formação Capiu serão detalhadas conforme os aspectos estratigráficos e estruturais.

### *Contexto Tectono-Estrutural*

Segundo o modelo proposto por Fiori (1991), as rochas da Formação Capiu apresentam intensa deformação, devido à superposição de três eventos tectônicos denominados de: Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA), Sistema de Dobramento Apiaí (SDA) e Sistema de Transcorrência Lancinha (STL), que modificaram a estratigrafia original do Grupo Açungui.

O primeiro evento, ou Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA), caracteriza-se por uma deformação de baixo de ângulo, que colocou unidades litológicas distintas lado a lado, além de promover inversões estratigráficas. A

deformação relacionada a este evento possui caráter heterogêneo, e com isso, algumas sequências litológicas mantiveram sua sucessão estratigráfica preservada.

As principais estruturas associadas ao Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA) são falhas de cavalgamento, retrocavalgamento, *duplexes*, dobras falhas, planos de foliação, lineações e transposições de conjuntos litológicos (FIORI, 1991; FIORI, 1992; FIORI *et al.*, 2003).

O Sistema de Dobramento Apiaí (SDA) é o segundo evento que atuou sobre as rochas da Formação Capiuru. Caracteriza-se como um dobramento das estruturas pré-existentes, de estilo aberto, que gerou uma foliação plano-axial associada. Os eixos das dobras são sub-horizontais, com direção NE-SW e planos axiais levemente inclinados (FIORI, 1991; FIORI, 1992; FIORI *et al.*, 2003).

O terceiro evento refere-se a uma tectônica de alto ângulo, de caráter transcorrente, associada aos principais elementos do Sistema de Transcorrência Lancinha (ZCL). As principais estruturas relacionadas a este evento na área de estudo, correspondem às falhas da Lancinha e do Morro Agudo. Ocorrem ainda falhas sintéticas e antitéticas, dobras escalonadas, planos de foliação sub-verticais, rochas cataclásticas e intrusões graníticas associadas (FIORI, 1991; FIORI, 1992; FIORI *et al.*, 2003).

De forma geral, as estruturas relacionadas ao Sistema de Transcorrência Lancinha (STL) ocorrem localmente, com deformação mais intensa próxima as principais falhas transcorrentes regionais.

### *Estratigrafia da Formação Capiuru*

As rochas da Formação Capiuru podem ser subdividas em três Conjuntos Litológicos distintos, segundo a definição de Fiori (1991), denominados de Conjunto Juruqui, Rio Branco e Morro Grande. Essa divisão considera os tipos e associações litológicas dessas unidades, estruturas sedimentares, características estruturais presentes, aspectos morfológicos e, principalmente, os limites dos conjuntos que estão representados por importantes falhas de cavalgamento.

Na base da formação ocorrem os metassedimentos do Conjunto Juruqui, caracterizado pela intercalação de filitos avermelhados com quartzitos de granulações variadas (FIORI, 1991).

O Conjunto Rio Branco, que representa a porção intermediária da formação, engloba mármores dolomíticos com intercalações de filitos rítmicos e quartzitos finos, e está posicionado tectonicamente sobre o Conjunto Juruqui pelas falhas da Colônia Venâncio e das Aranhas (FIORI, 1991).

No topo da formação ocorre o Conjunto Morro Grande, caracterizado pela presença de filitos rítmicos carbonosos, intercalados a quartzitos homogêneos em sua porção superior, e filitos rítmicos intercalados a níveis de mármores dolomíticos na base da unidade. Este conjunto está posicionado sobre o Conjunto Rio Branco, através das falhas de Tranqueira-Pessegueiro (FIORI, 1991).

Segundo Fiori e Gaspar (1993), os filitos rítmicos do Conjunto Morro Grande são caracterizados pela alternância de níveis milimétricos de metassiltitos de cor branca, com meta-argilitos ou filitos carbonosos escuros.

Os meta-arenitos possuem granulação variando de fina a média, localmente grossa. O grau de seleção é moderado, com grãos de quartzo subangulosos a angulosos. Já os mármores dolomíticos apresentam cor cinza e bandamento rítmico (FIORI E GASPAR, 1993).

### *Estruturas Sedimentares e Ambientes de Deposição*

A Formação Capiu é composta por rochas metassedimentares que apresentam estruturas reliquias, como observadas por Bigarella e Salamuni (1956), Fiori (1991), Guimarães *et al.* (2002), Juschacks (2006), Bahniuk (2007), Silva (2010) e Leandro (2016).

As principais estruturas sedimentares identificadas estão relacionadas às sequências carbonáticas como laminações plano-paralelas, estratificações cruzadas de pequeno porte, estruturas do tipo *tepees*, gretas de contração, brechas intraformacionais, estruturas pisolíticas-oolíticas e estruturas estromatolíticas (BIGARELLA E SALAMUNI, 1956; FIORI, 1991; FIORI e GASPAR, 1993; YAMATO, 1999; JUSCHACKS, 2006).

Dados os diferentes graus de deformação das rochas da Formação Capiu, as estruturas sedimentares ou primárias apresentam-se preservadas em certos locais, enquanto em outros estão totalmente destruídas (FIORI E GASPAR, 1993).

A estratificação plano-paralela é a estrutura primária mais abundante na Formação Capiu e pode ser observada dentro metapelitos e meta-arenitos. A estratificação cruzada está presente em níveis de quartzitos, e são geralmente de pequeno porte, associadas a marcas onduladas assimétricas (FIORI E GASPAR, 1993).

Ocorrem com frequência, estratificações gradacionais nos metarritmitos e quartzitos. Também são comuns microestratificações cruzadas, *linsen* e laminações convolutas (FIORI, 1991).

As laminações convolutas diferem das dobras tectônicas porque se encontram isoladas entre dois estratos com laminação plano-paralela e ocorrem normalmente associadas a truncamentos de alguns níveis, entre estratos não perturbados (FIORI, 1991).

Estruturas como truncamentos sedimentares, gretas, *tidal bundles* e *hummockys* foram descritas por Leandro (2016) nas sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande.

Quanto ao ambiente de deposição das rochas da Formação Capiu, a maioria dos autores que discutiram tais processos, admitiram condições marinhas para a sua formação (BIGARELLA E SALAMUNI, 1956; 1958; 1967; PETRI E SUGUIO, 1969; SCHOLL, 1981; FIORI E GASPAR, 1993; GUIMARÃES *et al.*, 2002), devido principalmente à existência dos estromatólitos dolomíticos.

Inicialmente as sequências deposicionais foram interpretadas como ambientes plataformais variando de rasos a profundos (FIORI, 1991). Posteriormente as sequências siliciclásticas foram reinterpretadas associando o Conjunto Juruqui a depósitos de leque deltáico e o Conjunto Morro Grande como depósitosconstituintes de uma plataforma marinha rasa, inicialmente com uma sedimentação carbonática, e mais tarde em condições de águas mais profundas e calmas, com depósitos de metarritmitos e barras de plataforma, afetadas por tempestades (FIORI E GASPAR, 1993). O resumo dos conjuntos constituintes da Formação Capiu, as principais estruturas sedimentares e suas relações estratigráficas são apresentadas na Tabela 3.

Estudos recentes utilizando abordagem tectonoestratigráfica efetuados por Leandro (2016) interpretam para as sequências siliciclásticas do Conjunto Morro Grande, um ambiente de deposição estuarino, com forte influência de correntes de maré.

Já nas sequências carbonáticas, estes sedimentos estariam associados a plataformas carbonáticas rasas, em zonas de supramaré e inframaré (JUSCHACKS, 2006; BAHNIUK, 2007; SILVA, 2010).

Tabela 3. Coluna estratigráfica da Formação Capiru baseada em Fiori e Gaspar (1993). Adaptada de Leandro (2016).

Conjunto	Morro Grande	ZC Pessegueiro Tranqueira	Rio Branco	ZC Venâncio Pessegueiro	Juruqui
<b>Características</b>	Alternância rítmica de quartzitos e filitos com matéria orgânica e mármores		Metadolomitos/ mármores estromatolíticos com intercalações de quartzitos e filitos rítmicos		Filitos avermelhados (SW); Quartzitos vermelhos (NE), milonitos e níveis ferruginosos.
<b>Estruturas Relíquias</b>	Bandamento rítmico, estratificações e laminações cruzadas, laminação tipo <i>linsen</i> , estratificação tipo <i>hummocky</i> e laminações convolutas		Estratificação plano paralela, estratificação cruzada, brechas intraformacionais, estruturas estromatolíticas e pisólitos		Bandamento rítmico, estratificação cruzada, estratificação plano paralela,
<b>Ambiente Associado</b>	Plataformal		Intermaré		Leque Deltáico

## Contexto Geocronológico do Terreno Curitiba

A seguir, na Tabela 4, estão representadas resumidamente as idades obtidas das principais unidades que compõem o Terreno Curitiba.

Tabela 4. Idades obtidas no Terreno Curitiba.

Terreno Curitiba				
Unidade	Idade	Tipo	Método	Autor
Complexo Atuba	3.1-2.7 Ga	Derivação	Sm-Nd – RT	Siga Jr, 1995; Sato <i>et al.</i> , 2003 e 2009; Siga Jr <i>et al.</i> , 2007
	1,9-2.2 Ga	Migmatização	U-Pb em zircão	
	0,645 - 633 Ga	Anatexia	K-Ar (biotita)	
Setuva	2,95 Ga	Derivação	Sm-Nd - RT	Yamato, 1999; Siga Jr <i>et al.</i> , 2007
	2,14 Ga	Cristalização	U-Pb em zircão	
	0,586 Ga	Colocação	K-Ar/ $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ (biotita)	
Capiru	1,1 Ga	Máxima Sedimentação	U-Pb em zircão detrítico	Leandro, 2016
Complexo Turvo-Cajati	0,9 Ga	Máxima Sedimentação	U-Pb em zircão detrítico	Faleiros e Campanha, 2007; Faleiros, 2008; Faleiros <i>et al.</i> , 2011b
	0,59 – 0,575 Ga	Metamorfismo	U-Pb em zircão	
	0.594Ga	Pico metamórfico	U-Pb em monazita	Cury, 2009



## 2 RESULTADOS - ARTIGO

### EVIDENCE OF LOW-TEMPERATURE METAMORPHISM IN THE CAPIRU FORMATION, COLOMBO – PARANÁ, MORRO GRANDE REGION

Larissa da Rocha Santos<sup>1</sup>, Renato Leandro<sup>2</sup>, Leonardo Fadel Cury<sup>3</sup>

<sup>1</sup>: Programa de pós-graduação em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Laboratório de Minerais e Rochas – LAMIR, Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba (PR), Brasil. *E-mail*: lrsantos.geo@gmail.com

<sup>2</sup>: Programa de pós-graduação em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba (PR), Brasil. *E-mail*: renatole@hotmail.com

<sup>3</sup>: Professor Adjunto, Departamento de Geologia, Laboratório de Minerais e Rochas – LAMIR, Universidade Federal do Paraná – UFPR, Curitiba (PR), Brasil. *E-mail*: cury@ufpr.br

**ABSTRACT:** The Capiru Formation consists of a low-grade meta-sedimentary sequence of slates, phyllites, rhythmic phyllites, quartzites and marbles, disposed in blocks delimited by thrust and strike-slip faults in the Southern Ribeira Belt, Curitiba Terrain. The metamorphism, as well as the deformation of the Capiru Formation, has heterogeneous characteristics, with deformed and metamorphosed zones tectonically interbedded with preserved sedimentary features. The present work aims to characterize the low-grade metamorphism of terrigenous rocks in the Morro Grande region, Colombo city, Parana State. The main objective is to understand the development and distribution of mineral paragenesis in the tectonic context, based on geochemical and petrographic analysis. We selected samples of metasandstones, slates, phyllites and rhythmic phyllites, with different grades of metamorphism and deformation to be analysed. The petrographic characterization of foliations was made through field studies and oriented samples, with hierarchy determination, supported by microtectonic analysis. The mineralogical and chemical compositions were determined by X-ray diffractometry and X-ray fluorescence, respectively. The results show a preserved sedimentary layering ( $S_0$ ), defined by sedimentary structures, as cross bedding, linsen and flaser structures with top-and-bottom indicators. The  $S_1$  foliation is related to a thrust tectonic, and develops sub-parallel to the sedimentary layering  $S_0$ , and it is characterized by a continuous slaty cleavage, defined by sericite. The  $S_1$  foliation is crenulated by a millimetric spacing  $S_2$  surface. The mineral assemblage is composed by quartz, muscovite-sericite-illite, kaolinite, magnetite/goethite and carbonaceous material. Accessory minerals occur, such titanite, ilmenite and monazite. The metamorphism vary from very low to low-grade in the Morro Grande region, developed under low-temperature conditions (lower than

250°C) and low pressure gradients (2.5- 4.5 kbar). The geotectonic environment is considered as a thrust-and-fold-belt system, with thrust and associated structures, developed in superior crust levels with mineral paragenesis associated mainly with the pressure effects.

**KEYWORDS:** Capiiru Formation; very low-grade metamorphism; Southern Ribeira Belt.

## 2.1 INTRODUCTION

Studies of low-grade metamorphic areas still remain challenging. Integrated studies of metamorphic petrology and structural geology are important tools to understand the tectonic evolution in orogenic interior zones. Thus, relationship between the growth of metamorphic minerals, different deformation phases and the control of developed tectonic structures is challenging in low-grade terrains (POYATOS et al., 2001).

Rocks formed in low-grade metamorphic conditions are commonly identified by the abundance of hydrated minerals, fine grains, disordered crystallized structures, a considerable compositional variation and represents metastable phases chemically and structurally in the phyllosilicates, for example (SASSI AND SCOLARI, 1974).

When it comes to low-temperature metamorphism the mineral recrystallization is not immediately obvious due to the granulation of its products. Also, the apparent lack of regularity on the metamorphism and rocks partial recrystallization development, which often preserve the protolith original features, result in typically not balanced systems in comparison with products developed in high-grade conditions (ROBINSON AND MERRIMAN, 1999). Given these facts, the key to study low-grade terrains take into consideration metamorphic reactions progress and the original minerals transformation within their respective polytypes.

Metamorphic petrology techniques by optical microscopy combined with geochemical analysis that quantifies the progression of metamorphic reactions could provide information on orogenic complexes and their different portions in a structural context.

Correlations between deformation and metamorphic grade have been made by some authors. Roberts and Merriman (1985) interpreted a causative relationship between strain and low metamorphic grade from the association with an anticline geometry.

Gutierrez Alonso and Nieto (1996) established a semi quantitative relationship between illite cristallinity and finite strain, related to the distance from an important thrust.

Poyatos et al. (2001) obtained X-ray diffraction data suggesting that the rocks did not reach the equilibrium, but strain effects favored the progress of mineral reaction in deformed sectors, from syn-kinematic studies of the very low-grade metamorphism in a polyphase deformed Variscan sector.

Potel et al. (2006) investigate the very low-grade metapelites of the Koumac and Diahot terrains in New Caledonia, using the illite cristallinity and  $b_0$  cell dimensions of K-white micas, and demonstrate that the  $b_0$  cell dimension provides a robust estimate of maximum pressure reached in low-temperature domains with polyphase metamorphic histories.

The aim of this study is to estimate the conditions of very low-grade metamorphism in a polyphase deformed area in the Capiru Formation, at Morro Grande region, with emphasis on analytical techniques applied, for the purpose of understand the tectonic and structural context in which these rocks were formed.

## 2.2 GEOLOGICAL SETTING

The Capiru Formation, defined by Bigarella and Salamuni (1956), is the supracrustal unit of the Curitiba Terrain (SIGA JR, 1995). It is characterized by lithologic units composed of metapsammites, metapelites, and metadolomites as product of low-grade metamorphism, disposed in blocks delimited by significant thrust faults (FIORI, 1991; FIORI, 1992; FIORI AND GASPAR, 1993).

The rocks of the Capiru Formation crops out as folded and elongated zones, mostly NE-SW, bounded on the north by the Lancinha Shear Zone (LSZ), and to the south by the Atuba Complex rocks (Figure 7).

There are at least two tectonic-metamorphic events in the Capiiru Formation. One has been related to a thrust tectonic and another, related to a transpressive tectonic with strike-slip shear zones and their related structures (FIORI, 1991).

The thrust tectonic event was responsible for the development of a regional phase of progressive metamorphism under greenschist facies conditions (garnet zone), whereas the transpressive event deformed the previous records in a large scale fold system, that generate paregenesis restricted to the mylonite zones (LEANDRO et al., 2017).

The metasedimentary rocks of the Capiiru Formation stands out because of intensely deformed tectonofacies contrasting with preserved stratigraphic successions, containing relict sedimentary structures, such as those described by Bigarella and Salamuni (1956), Fiori and Gaspar (1993), Juschaks (2006), Bahniuk (2007), Silva (2010), Leandro (2016) and Leandro et al (2017).

Based on geochronological studies, Leandro (2016) considers the Capiiru Formation as an allochthonous unit in a thrust-and-fold belt context. U-Pb ages obtained in detrital zircons from the Morro Grande unit, show strong peaks at 2.1 Ga. However, the weighted mean age of the youngest concordant zircons yield maximum deposition ages of 1.08 Ga.

## **MORRO GRANDE SYNFORM STRUCTURE (MGS)**

The Morro Grande Synform (MGS) rocks crop out on north side of the city of Colombo, southern Brazil (Figure 7). The synform presents a W-E trend, with 70 km<sup>2</sup> of exposure. The axial plane shows approximate N70 strike and moderate dip angles around 60° towards SE, comprising a regional synform with an inverted flank (FIORI, 1991).

The Capiiru Formation is subdivided, bottom-to-top, in three lithological sets: Juruqui, Rio Branco and Morro Grande, delimited by thrust faults. The stratigraphic sequence of the Capiiru Formation and paleoenvironmental interpretations are described in detail by Fiori and Gaspar (1993) that suggests a marine environment to the sedimentation of the lithological sets.

Juschaks (2006), Bahniuk (2007) and Silva (2010) interpreted in the metadolomites from Rio Branco set a tide participation in a shallow marine environment.

Leandro (2016) and Leandro et al. (2017) imply to the Morro Grande set, an estuarine environment with sporadic subaerial exposition. The literature about structural geology, regional relevance and tectonic evolution models are described by Fiori (1991), Fiori (1992), Fiori and Gaspar (1993), and Leandro (2016).

The Capiru Formation in the Morro Grande region includes, from bottom to top, i) a ferruginous sequence with quartzites, metasandstones and metaconglomerates with goethite cement and phyllites with magnetite. ii) a sequence of metasilts, meta-argilites, metarhythmites and metasandstones with carbonaceous material. Both sequences from Morro Grande set are tectonically settled above dolomitic carbonates, interbedded with phyllites and quartzite lenses, from Rio Branco set.

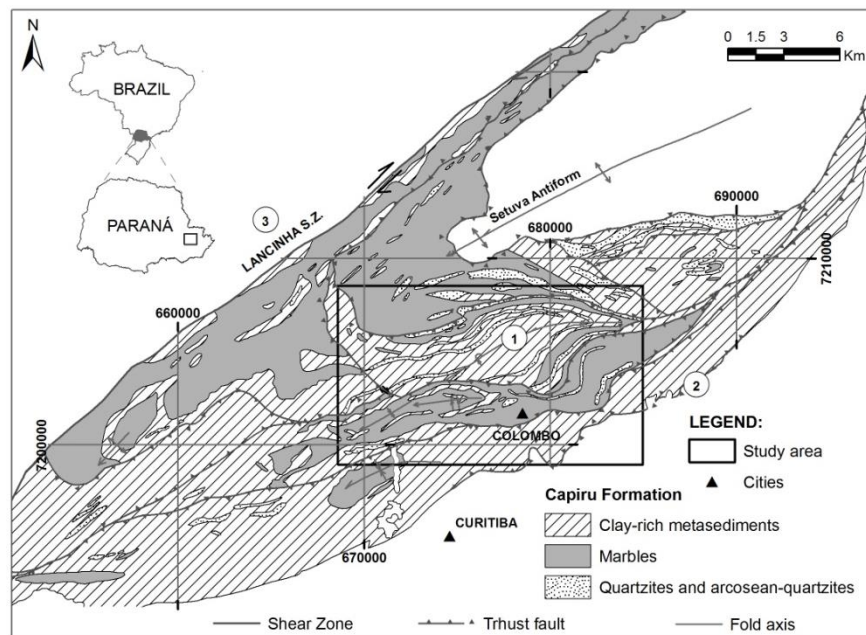


Figure 7. Simplified geologic map of the Capiru Formation and location of study area. 1: Morro Grande Synform; 2: Contact Capiru Formation / Atuba Complex; 3: Apiaí Terrain (Adapted from Fiori, 1985).

## 2.3 METHODS

A geological and a structural analysis were first performed within a regional scale. The aim focus was to identify the sectors with representative lithotypes and structures. The recognition of the main structures and its orientation measures were

made from geological sections and outcrops of the Morro Grande region. From the structural analysis, two detailed geological sections were made in scale of 1:500.

For the petrologic study of metapelites and metasandstones of the Capiru Formation in Morro Grande region, we collected samples from the two detailed cross-sections. The sampling focused on homogenous and representative main lithotypes, distant from fractured zones, also avoiding weathered rocks.

After the sampling procedure, the following analytical techniques were performed:

### **Scanning electron microscopy (SEM)**

Samples of the main lithotypes were analyzed by scanning electron microscopy – secondary electrons (SEM-SE) to identify and quantify the mineral phases used in the crystal-chemical parameters study. In addition, SEM was used to recognize possible secondary clay-minerals product of weathering.

SEM-SE analyses were performed in rock tablets, with a JEOL 6010LA instrument and the surfaces were gold coated.

After initial treatment by washing for elimination of superficial oxides and scanning electron microscopy analyses, the lithotypes were pulverized in mortar until a homogenous powder was obtained, to perform the following analytical techniques:

### **Chemical analysis by X-ray fluorescence (XRF)**

Powdered samples from the major lithotypes were analysed by X-ray fluorescence using the quantitative method in a specific line for silicate rocks, sand, clays and talc, to quantify the major oxides ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Fused beads containing 9 g of lithium tetraborate were made with a 0.9 g sample aliquote. The loss on ignition (L.O.I) was determined from 0.5 g of dry sample and heated afterwards to 1000°C for a two hours period. Bulk rock analyses were made by XRF on a spectrophotometer Panalytical AXIOS MAX.

### **X-ray diffractometry (XRD)**

Aliquots of bulk rock powder were separated and analyzed. The <2  $\mu\text{m}$  fraction was obtained from the dispersion of 10 g of pulverized sample diluted in 100 ml of distilled water.

After the decantation period, the  $<2\ \mu\text{m}$  was drained and exposed on glass slides. XRD analyses were made in a diffractometer Panalytical Empyrean equipped with a graphite monochromator, using  $\text{CuK}\alpha$  radiation, 40 kv and 30 mA. The speed step was of  $0.5^\circ 2\theta/\text{min}$  and the analyzed range was from  $2\theta\ 2$  to  $30^\circ$ . Peaks widths were calculated from reflections on  $\Delta^\circ 2\theta$ , and the minerals were identified by comparing with the 2002-ICDD database.

### **Muscovite/illite ‘crystallinity’ index (‘C’I)**

The ‘C’I was measured from the air dried, ethyleneglycol treated and heated samples diffractograms, obtained through  $\sim 10\ \text{\AA}$  reflection of white mica (K-mica). Using the indexes standardized by Kübler (1968), the typical limits of the anchizone are  $0.25\text{--}0.42\Delta^\circ 2\theta$ , and are subdivided in low (‘C’I  $>0.30\Delta^\circ 2\theta$ ) and high (‘C’I  $<0.30\Delta^\circ 2\theta$ ) anchizone (MERRIMAN AND PEACOR, 1999). The epizone is represented by values lower than  $0.25\Delta^\circ 2\theta$ , and can be correlated with the very-low metamorphic grade (FREY, 1987).

The ‘C’I represents an indicator of reaction progress and the obtained temperatures must be considered as approximate, and cannot be admitted as an actual geothermometer (MERRIMAN AND PEACOR, 1999).

The paragonite or interstratified paragonite/muscovite content was considered nonexistent in this study, since they were not recognized by X-ray diffraction.

### **Basal spacing of K-mica (d-spacing)**

Measurements of basal space (d-spacing) of K-mica were done using the  $<2\ \mu\text{m}$  fraction, adding quartz as intern pattern. The phyllosilicate basal spacing is related with its compositional characteristics (GUIDOTTI et al., 1992), and can represent the paragonite content (K for Na substitution) at the inter-lamellar sites, reflecting, approximately, its formation or reequilibrium temperature.

However, other factors might reflect on this parameter, like the phengite content (GUIDOTTI, 1984; GUIDOTTI et al., 1992), and the presence of minor quantities of  $\text{NH}_4^+$ , F- or OH for O- substitution (JUSTER et al., 1987; ROBERT et al., 1993; ACKERMANN et al., 1993).

### **White mica $b_0$ cell dimension**

Pelitic rock compositions containing predominantly the 'quartz-muscovite' assemblage were used to measure the K-mica  $b_0$  cell dimension. The dimensions were determined in samples free of paragonite and interstratified clay-minerals. Rocks with elevated quartz content were avoided through  $b_0$  cells analyses, following the procedures suggested by Guidotti and Sassi (1986).

The analyses were performed along rock slices cut perpendicularly to the slate cleavage and in the pulverized sample fraction. The range  $58-63^\circ 2\theta$  was scanned at  $0.5^\circ 2\theta/\text{min}$  and  $b_0$  cell determined from the peak reflection (060) of white mica, using the quartz peak as intern pattern. The  $b_0$  cell was calculated by measuring the difference in spacing between the (060) peaks from K-mica and the corresponding one of  $59.96^\circ 2\theta$  for quartz.

The average value of  $b_0$  cell was calculated from six determinations of each sample. After the comparison between values obtained from the polished slices and the powder aliquot, it was noted a standard deviation of  $\sigma=0.0003$ , considered to be insignificant for the sample population.

The  $b_0$  cell dimension of white mica depends exclusively on the phengite substitution, which is related with pressure conditions at the crystallization/recrystallization time. For this reason, a semi quantitative relationship is established between the  $b_0$  cell dimension and the metamorphic pressure gradient. Values lower than  $9.000 \text{ \AA}$  are typical of low-pressure metamorphism, whereas values higher than  $9.040 \text{ \AA}$  of high pressure facies (GUIDOTTI AND SASSI, 1986).

### **Bulk organic carbon content (BOC)**

The bulk organic carbon content of meta-argillites and carbonaceous phyllites was obtained with the dry combustion method, using an infrared C, H and N analyzer, LECO Truspec CHN. The procedure used the powdered sample aliquot of  $0.25 \text{ g}$ . There was no need to following the step of inorganic carbon removal, since the analyses of XRD and XRF did not show inorganic carbon content.

Kerogen represents the only solid phase in the sedimentary organic carbon reservoir that has remained *in situ* and immobile since it was first deposited (SUMMONS AND HALLMANN, 2014).

Pre-Cambrian rocks kerogens have seen metamorphic grades to at least very low-grade metamorphism. Most kerogens are notoriously difficult to characterize



because of the heterogeneous nature of the components and their polymeric nature. A primary measure of composition comprises the elemental abundances, especially in respect to C, H, O, N, and S. Thermal maturation leads to progressive loss of H, N, O, and S relative to carbon, which is the end-stage product in metamorphosed sediments (SUMMONS AND HALLMANN, 2014).

Heat-driven release of hydrocarbons, nitrogen, and CO<sub>2</sub> leads to residual kerogens with progressively lower H/C and N/C values (SUMMONS AND HALLMANN, 2014; WATANABE et al., 1997). Due to this, the quantities of these elements were obtained in order to represent a qualitative relation of the thermal maturation in the organic matter.

## 2.4 RESULTS

The metapelites and metapsammite samples were studied aiming to describe the mineralogical assemblages and paragenetic relations. The studied lithotypes comprise metasedimentary rocks with main planar surface given by the primary sedimentary bedding (S<sub>0</sub>), evidenced by the presence of different compositional and textural characteristics, planar lamination and other preserved sedimentary structures, such as inverse graded bedding, cross stratification, climbing ripples, hummocky cross stratification and, linsen and flaser structures (Figure 8.A).

The lithotypes classification was performed with the following criteria: i) recognition of the protolith, and when the protolith features were not recognized, ii) structural classification.

The cross-sections in the Figure 14 show from bottom to top, granoblastic quartzite metric layers in contact with meta-carbonate rocks. The quartzites are medium to coarse grained, homogenous, white to yellow, with quartz grains showing evident recrystallization aspects. (Figure 8.B).

The metasandstones occur as metric lenses and layers, fine to coarse grained with rounded quartz framework and fine grained sericite matrix, which may contain magnetite. Goethite occur as a cement, giving a reddish aspect to the rocks (Figure 8.C and D). Sepiolite may occur in the matrix, in the contact with the carbonate rocks. Kaolinite is restricted to the micro pores.

Detrital muscovites are observed in some metasandstones, showing deformation features between the quartz framework grains and rough and ragged borders.

The metasiltsites are fine laminated, composed by quartz and sericite, with magnetite in the matrix. The metasiltsites occur interbedded with gray meta-argillites associated with carbonaceous material.

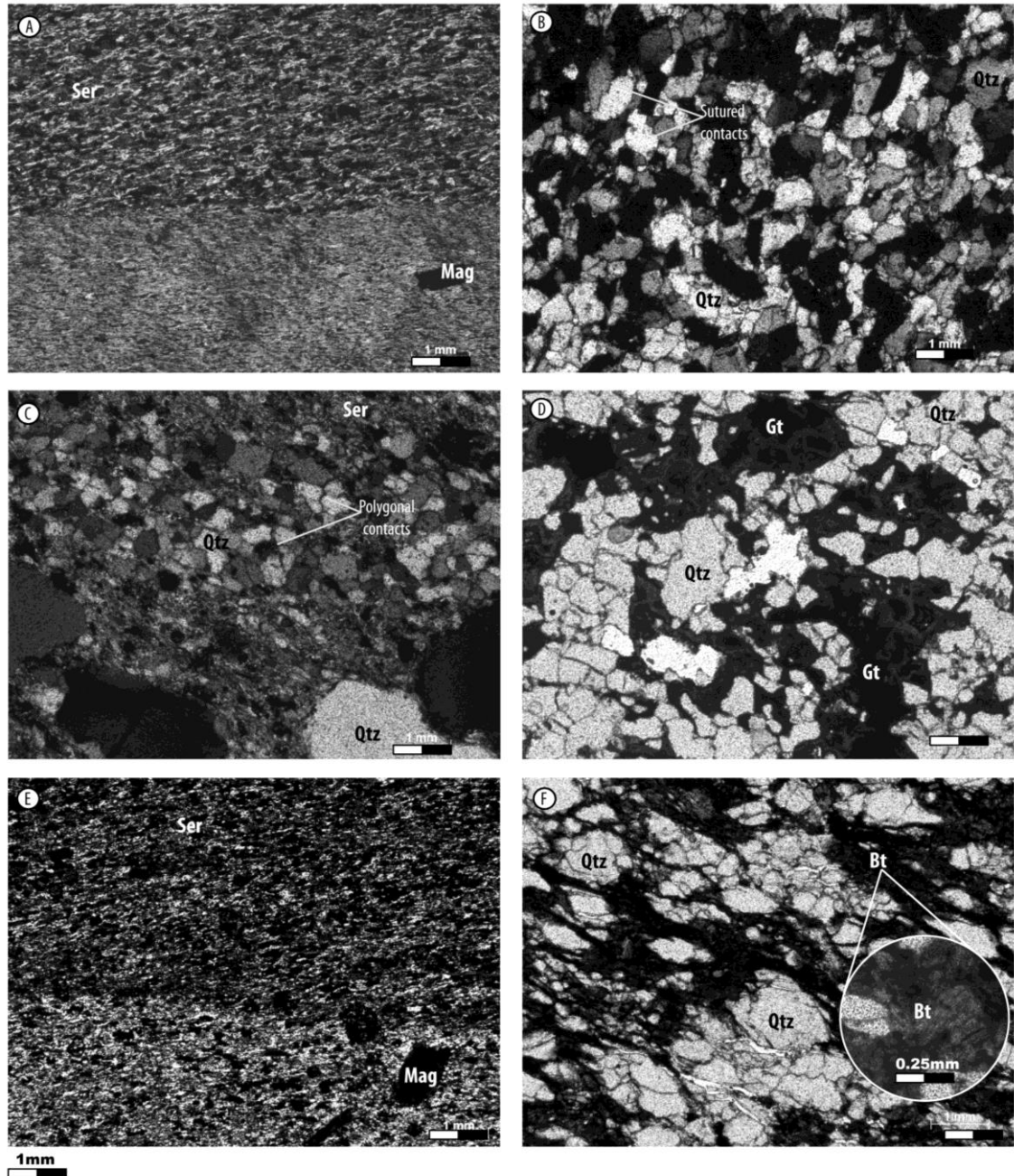


Figure 8. Photomicrographies of the Capiiru Formation in the Morro Grande region. 5X magnification. A) Metarhytmite – or slate - showing preserved  $S_0$  sedimentary bedding, cross-polarized light (cpl). Sample MG-03. B) Homogeneous granoblastic quartzites showing partial quartz grains recrystallization in a strong undulatory extinction. Notice sutured contacts (cpl). Sample MG-35. C) Meta-arenites with qtz-ser matrix. The meta-arenites framework shows sedimentary aspect with preservation of clay-coating. The matrix quartz grains present partial recrystallization, undulatory extinction and polygonal contacts (cpl). Sample MG-15. D) Quartzites with ferruginous cement composed of goethite. Uncrossed polarizers (ucp). Sample MG-25. E) Metarhytmite - or slates - with magnetite and preserved  $S_0$  sedimentary layers (cpl). Sample MG-01. F) Biotite-quartzites with goethite cement (ucp). Sample MG-37. Abbreviations used for minerals are those suggested by Kretz (1983). Bt: biotite, Gt: goethite, Mag: magnetite, Qtz: quartz, Ser: sericite.

The siltic-clay intercalation represents the dominant lithotype on the Morro Grande region, commonly associated with metasandstones and carbonaceous meta-argillites (Figure 8.E).

Metric lenses of friable metaconglomerates occur subordinately, with mm rounded quartz framework, and quartz-sericite matrix. Cements of goethite and kaolinite are common.

The observed tectonofacies are carbonaceous phyllites composed by sericite, and organic matter and ferruginous phyllites with sericite-quartz-goethite or magnetite assemblage. Quartzites with quartz-muscovite-goethite-biotite occur as cm layers next to the major shear zones (Figure 8.F).

The metapelites and metapsamites are composed of quartz and sericite, representing 60 to 90% of the total of rocks. Kaolinite and iron oxides may represent 5 to 10% of the bulk rock composition. The common accessory minerals are rutile, ilmenite, zircon, titanite and monazite.

Goethite massive layers occur in the ferruginous sequence, showing centimetric thickness (0.5 – 2cm) parallel to the sedimentary bedding ( $S_0$ ) and interbedded with metasandstone layers.

A lamination defined by the alternance between beds rich in quartz and beds rich in sericite is observed in the metapelites. The bands show variable thickness between these compositions and primary lamination ( $S_0$ ) (Figure 8.E). Sedimentary structures such mm clay-lenses and normal graded bedding corroborate the presence of preserved sedimentary lamination ( $S_0$ ).

Preferred oriented sericite is observed on layers where phyllosilicates predominate, while in quartz-rich layers the partial oriented recrystallization of quartz occur, characterizing a slaty cleavage, subparallel to the primary lamination ( $S_0$ ), with regular development and variable spacing (submm to mm) (Figure 8.A and F).

The foliation in metasandstone layers is defined by the partial recrystallization of quartz and sericite (when existent in the matrix) in regular planes millimetrically spaced (Figure 8.B).

The slaty cleavage foliation in the metapelites and metasandstones in the Capiru Formation is classified as  $S_1$ , showing heterogenous development marked by millimetric to submillimetric spacement variation, in a structural context where it is still possible to recognize original structures and relict grains with sedimentary aspects (Figure 9.A). It may also be observed an angle variation on  $S_1$  surfaces, in the quartz-

rich layers in the metapelites, product of the foliation refraction, suggesting a superior structure level development.

The  $S_1$  planes present direction close to the  $S_0$  sedimentary bedding, and dips with differences between  $15-30^\circ$ , suggesting a low angle tectonic, where pressure solution predominates (Figure 9.B and C).

Locally the oriented minerals on  $S_1$  slaty cleavage are perturbed by a subparallel surface, portraying slight variable spacement (millimetric to centimetric) with absence of mineral growth. This surface shows a heterogeneous development, characterizing a crenulation cleavage  $S_2$ , that might rupture or fold  $S_1$  planes (Figure 9.D).

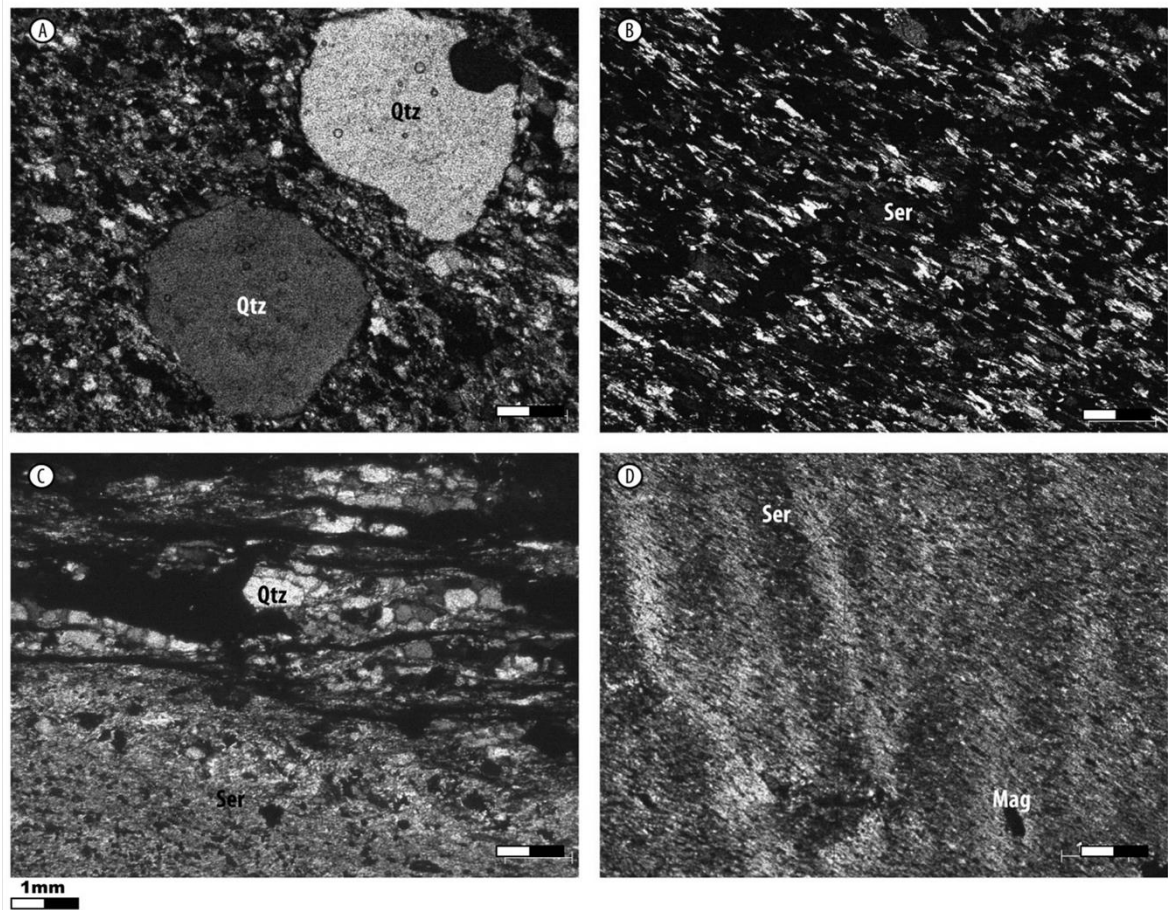


Figure 9. Photomicrographies of metapelites and metasandstones from the Capiiru Formation in the Morro Grande region under cross-polarized light. A) Metasandstones with sericite matrix and quartz framework grains showing relict sedimentary structures. Sample MG-15. B) Meta-argillite – or slate - showing well developed  $S_1$  slaty cleavage. Sericite defines the foliation. Sample MG-11. C) Tectonofacies of carbonaceous phyllites showing quartz recrystallization features, contacts between grains are polygonal. Sample MG-17. D) Ferruginous phyllites with magnetite, presenting  $S_1$  slaty cleavage, crenulated by  $S_2$  surface. Sample MG-12. Mag: magnetite, Qtz: quartz, Ser: sericite.

## Structural context

At least two tectonic events are recognized in the Capiru Formation, a thrust-tectonic system, after deformed by a transpressive event (FIORI, 1991; SIGA JR, 1995; FALEIROS et al., 2011b).

The most remarkable feature of the Capiru Formation lithotypes is the differences within the structures development, but in diachronic genesis within the same tectonic context.

The thrust-tectonic is characterized by the heterogeneous development of foliations, with tectonofacies disposed side by side with lithological sequences with preserved stratigraphic succession.

The transpressive tectonic event is responsible for the main structures observed in regional maps, as strike-slips faults and macro-folds with preferably oriented axis to N45E and N70E (as in the Morro Grande Synform). Faleiros (2008) associates these macro-folds with *en echelon* faults and drag folds developed by a high angle tectonic associated with the strike-slip faults.

The contacts between the units are generally given by thrust-faults with bed duplication, folds with broken flanks, associated gash veins, and *boudins*. These faults are characterized as low-angle shear zones that generate tectonofacies recognized as phyllites of greenschist facies in diachronic development with  $S_1$  foliation.

The Tranqueira-Pessequeiro and Morro Grande faults (Figure 14) show N45-70E direction, with movement towards SE to NW, and characterises back-thrusts of the thrust-fault system proposed by Fiori (1991).

The Schmidt-Lambert diagrams of equal area of the the  $S_0$  surface show beds with N65E direction with dips approximately 80 towards SE (and subordinately NW), and beds with E-W direction with dips approximately 30° towards S (Figure 10.A).

The main metamorphic surface, the  $S_1$  slaty cleavage, show preferential direction to E-W and dips between 80-90° towards S, and consists of axial planes of the recumbent folds ( $F_1$ ) (Figure 10.B).  $S_1$  fabrics are associated with significant ductile shear, where the stretching lineations ( $L_1$ ) are parallel to the folds axis.

The ductile shear is relatively prominent in the inverted flank of the recumbent folds, with important ductile deformation of the lithological sequences, and intense development of  $S_1$ , with planes associated with ruptures (Figure 11.A).

Near to the expressive shear zones there are metric intense shear-layers, with transposed primary beddings and sedimentary structures, where often veins of boudinated quartz and millimetric venules concordant to the  $S_1$  foliation occur (Figure 11.B).

The deformation event including the recumbent folds ( $F_1$ ) is diachronic to a regional metamorphism ( $M_1$ ) of variable grade, although it does not exceed the very low-grade in the study area.

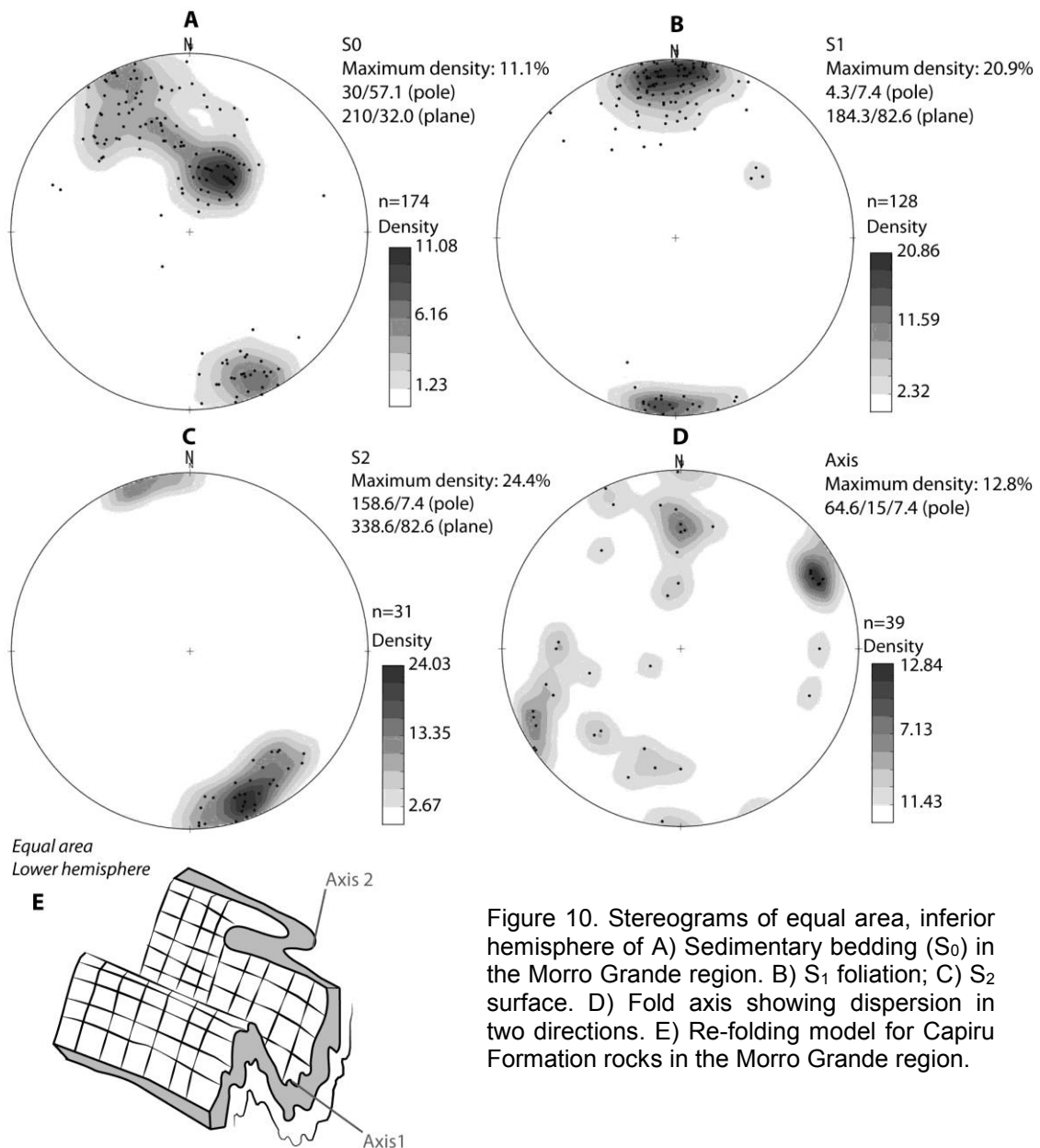


Figure 10. Stereograms of equal area, inferior hemisphere of A) Sedimentary bedding ( $S_0$ ) in the Morro Grande region. B)  $S_1$  foliation; C)  $S_2$  surface. D) Fold axis showing dispersion in two directions. E) Re-folding model for Capiru Formation rocks in the Morro Grande region.

Open-vertical folds ( $F_2$ ) approximated N70E are regionally observed and verticalize the previously structures, and it is associated with the crenulation cleavage ( $S_2$ ).

The Schmidt-Lambert diagrams of equal area of  $S_2$  show preferential directions to N75E with high dip angles ( $75^\circ$ ) towards NW quadrant (Figure 10.C).

Associated to the genesis of this surface ( $S_2$ ), the metamorphism  $M_2$  occurs, developed under very low-grade conditions of metamorphic grade in the studied sites in the Morro Grande region.

The disposition of the collected measures of the surfaces in the Morro Grande Synform region suggests a refolding pattern, with diagrams of equal area showing two trends of axis development. The first trend show preferential direction to NE-SW, and the second one show trend to N-S (Figure.D and Figure.E).

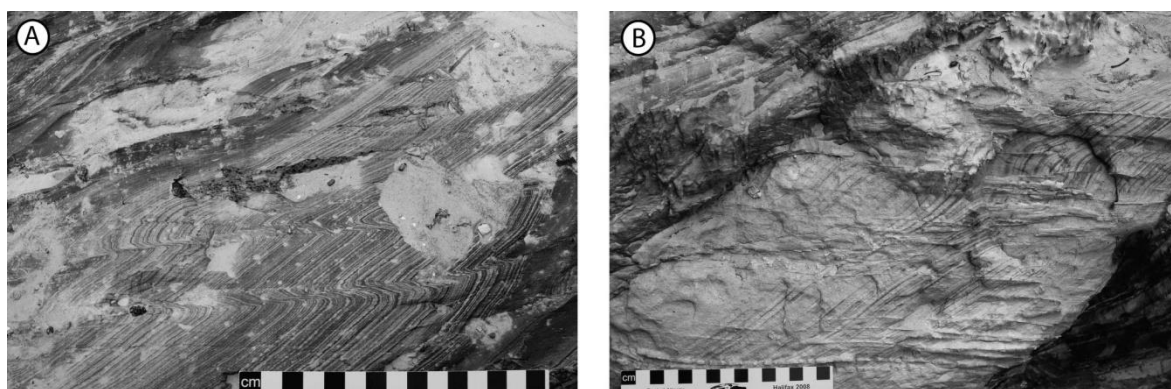


Figure 11. Structures associated to the  $S_1$  foliation development. A) Microfolds and micro-thrusts diachronic with  $S_1$ . B) Parallel quartz micro-veins.

### Chemical composition

Metapelites samples from the geological sections were analysed by XRF and showed the following compositional variations in oxide weight total (wt%):  $\text{SiO}_2$ : 46.00 – 69.39,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 17.81 - 24.94,  $\text{K}_2\text{O}$ : 0.93 – 10.26,  $\text{MgO}$ : 0.29 – 1.62; with low values of  $\text{CaO}$  (up to 0.08),  $\text{Na}_2\text{O}$  (up to 0.19),  $\text{MnO}$  (up to 0.03) e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (up to 0.11). A percentage of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  varies from 1.89 to 13.93, and  $\text{TiO}_2$  from 0.49 to 1.87.

The metapelites are classified as peraluminous and K-rich, with low Ca and Na, with Fe and Ti-rich types, when compared to the Post-Archean Australian Shales (PAAS) mean (TAYLOR AND MCLENNAN, 1985) (Table 5).

Metasandstones have percentage of  $\text{SiO}_2$  varying from 75.56 – 90.76,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 1.43 – 10.68,  $\text{K}_2\text{O}$ : 0.01 – 3.97,  $\text{MgO}$ : 0 – 1.04,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0.99 – 13.09 with low percentage of  $\text{CaO}$  (up to 0.04),  $\text{Na}_2\text{O}$  (up to 0.08),  $\text{MnO}$  (up to 0.03) and  $\text{P}_2\text{O}_5$  (up to 0.04), with a clay/micaceous-matrix of different proportions (Table 6).

Semi-quantitative analyses presented, in some metapelites and metasandstones, iron percentages up to 13.2%, with massive goethite layers up to 80.8% of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Table 7).

Table 5. XRF bulk rock analyses of metapelites (wt% in oxide).

<b>Sample</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I</b>
MG-015-003	69.39	17.81	1.89	0.03	1.01	4.98	0.08	1.01	< 0.01	0.02	3.69
MG-015-012	59.76	22.46	4.17	0.02	1.11	6.61	0.13	1.00	< 0.01	0.04	4.47
MG-015-014	67.60	18.86	2.10	0.02	1.00	5.31	0.08	1.02	< 0.01	0.02	3.85
MG-015-016	66.22	19.58	2.20	0.02	1.08	5.62	0.09	1.01	< 0.01	0.02	3.92
MG-016-020	57.77	23.60	6.74	0.08	0.40	1.41	< 0.01	0.49	< 0.01	0.02	9.76
MG-016-024	53.43	20.84	13.93	0.02	0.29	0.93	< 0.01	1.14	< 0.01	0.06	9.44
MG-016-026	61.83	19.62	5.81	0.02	1.08	4.56	< 0.01	1.08	< 0.01	0.06	5.67
MG-016-031	46.00	31.00	3.67	0.02	1.50	10.26	0.19	1.87	< 0.01	0.04	5.08
MG-015-033	55.05	24.94	4.56	0.03	1.46	5.58	0.00	1.22	0.00	0.09	6.96
MG-016-035	59.79	20.56	4.80	0.03	1.62	7.23	0.05	1.26	0.03	0.06	4.25
MG-016-036	57.83	23.27	3.38	0.02	1.50	6.65	0.03	1.39	< 0.01	0.11	5.45
<b>Mean</b>	<b>59.52</b>	<b>22.05</b>	<b>4.84</b>	<b>0.003</b>	<b>1.10</b>	<b>5.38</b>	<b>0.08</b>	<b>1.14</b>	<b>0.01</b>	<b>0.05</b>	<b>5.69</b>
<b>Std</b>	5.00	2.73	2.17	0.01	0.31	1.76	0.04	0.22	0	0.02	1.66
<b>PASS</b>	<b>62.80</b>	<b>18.00</b>	<b>7.22</b>	<b>1.30</b>	<b>2.20</b>	<b>3.70</b>	<b>1.20</b>	<b>1.00</b>	<b>0.11</b>	<b>0.16</b>	<b>6.00</b>

Table 6. XRF bulk rock analyses of metasandstones (wt% in oxide).

<b>Sample</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I</b>
MG-015-006	82.24	10.68	0.99	0.02	0.51	2.71	0.04	0.42	0.00	0.01	2.36
MG-016-018	89.22	6.55	1.33	0.02	< 0.01	0.08	< 0.01	0.32	< 0.01	0.01	2.89
MG-016-023	80.64	3.66	13.09	0.02	< 0.01	0.01	< 0.01	0.08	< 0.01	0.01	2.66
MG-016-025	90.76	1.43	6.30	0.02	< 0.01	0.02	< 0.01	0.09	< 0.01	0.01	1.37
MQ-016-001	86.30	5.25	3.35	0.03	0.44	1.78	0.07	0.23	0.01	0.03	2.08
MQ-016-002	75.56	11.73	3.25	0.02	1.04	3.97	0.07	0.61	0.03	0.04	3.21
MQ-016-003	88.11	5.32	1.98	0.03	0.49	1.93	0.07	0.32	0.03	0.03	1.27
MQ-016-004	84.81	7.17	2.02	0.04	0.68	2.63	0.08	0.37	0.01	0.04	1.68
MQ-016-005	88.57	5.91	1.28	0.02	0.33	1.40	0.06	0.30	< 0.01	0.02	1.80
<b>Mean</b>	<b>85.13</b>	<b>6.41</b>	<b>3.73</b>	<b>0.02</b>	<b>0.58</b>	<b>1.61</b>	<b>0.07</b>	<b>0.30</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>2.15</b>
<b>Std</b>	3.84	2.33	2.65	0.01	0.19	1.10	0.01	0.12	0.01	0.01	0.56



Table 7. Semi-quantitative XRF bulk rock analyses of ferruginous metasanstones and metapelites (% in oxide).

*Metapelites*

Sample	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	L.O.I.
MP-016-009	63.59	17.05	9.09	0.05	0.19	2.75	0.48	1.22	0.04	0.17	4.88

*Metasandstones*

Sample	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	MgO	TiO <sub>2</sub>	Cl	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	L.O.I.
MG-016-034	69.3	13.2	9.8	2.7	<2.5	2	0.3	0.1	0.1	0	2.52
MG-016-037	65.5	7.2	17.7	3.00	4.6	0.9	0.8	0	0	0.1	0.20

*Goethite layers*

Sample	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZnO	L.O.I.
MG-016-029	80.8	4.5	1.1	1.0	0.2	0.2	0.1	< 0.1	12.17

## X-ray diffraction

The mineral assemblage of the metapelites is composed by muscovite 2M<sub>1</sub> type (with phengitic composition) and it may contain quartz, kaolinite, goethite, magnetite, carbonaceous material and sepiolite, respectively, in order of abundance in the analysed samples of bulk rock and in <2µm fraction. There was no chlorite in the analysed samples. Mineralogy by XRD of the metapelites samples used in the crystallinity study is in Table 8.

The mineral assemblage of the metasandstones is composed by quartz, and it may contain muscovite 2M<sub>1</sub> type, goethite, magnetite and biotite in variable proportions in the analysed samples.

## Deformation progress and mineral phases

To select the samples used in the crystal-chemical parameters study a scanning electron microscopy (SEM) analysis was made to identify and to quantify the phyllosilicates mineral phases.

From the SEM analysis, petrographic and field data, three metamorphic facies were recognized: Ia and Ib facies, both with one metamorphic mineral phase, formed in the M<sub>1</sub> metamorphism; and IIa facies, with two metamorphic phases, related to the M<sub>1</sub> and M<sub>2</sub> metamorphic events.

The Ia facies show slightly oriented micas in the S<sub>1</sub> foliation domains, with no preferential orientation in the matrix, as shown in Figure 12.A. In the transition from

sedimentary and diagenetic to metamorphic illites, new grains of smectite-free illite are formed at expense of the older minerals. This suggests that the new metamorphic minerals are recrystallized phases. Metamorphism of illites then produces new mica phases (GHARRABI, 1998). The micas of the Ia facies are considered in this study, as a new formed mica-phase.

The Ib facies show oriented micas in a pervasive  $S_1$  continuous slaty cleavage defined by sericite layers that form mosaics (Figure 12.B). When disturbed by the  $S_2$  surface, the micaceous beds deform to micro-folds, but there is no mineral growth associated with the  $S_2$  surface (Figure 12.C). With the progression in development of the  $S_2$  surface, a new generation of metamorphic minerals is formed (IIa facies) showing growth and orientation of sericite in the  $S_2$  crenulation cleavage (Figure 12.D). Samples showing the two mineral phases were not considered to the crystal-chemical study.

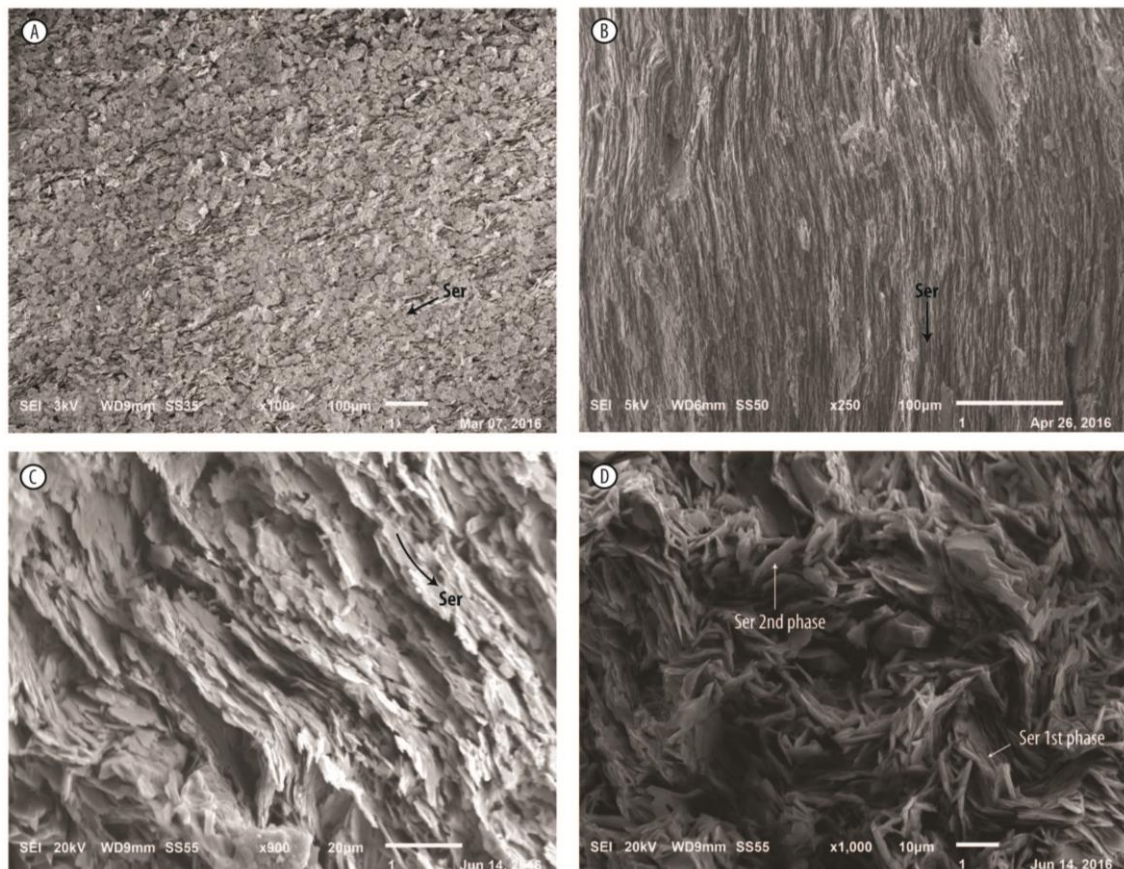


Figure 12. SEM Photomicrographs of the metapelites from Capiru Formation. A) Ia facies in metapelites – or slates - from the south flank of the Morro Grande Synform (MGS). Sericite is slightly oriented in  $S_1$  surfaces (micas from the metamorphic phase) in the non-oriented matrix (relict phase) - Sample 15. B) Layered sericite in the Ib facies. Flank North of the MGS. Sample 31. C) Crenulated  $S_1$  surfaces, without mineral growth in  $S_2$  foliation. Ib facies. Sample 32. D) IIa facies showing mineral growth in  $S_2$  surfaces in carbonaceous phyllites. Hinge of the Morro Grande Synform. Samples with two phases of sericite have not been used in this study for crystallinity index.

## Muscovite/illite 'crystallinity' index ('C'I)

The crystallinity indexes ('C'I) were obtained through 24 metapelites samples from the Morro Grande region and are shown in Table 8. All of the 'C'I measured are smaller than  $0.25\Delta 2\theta$ , suggesting an epizone or inferior greenschist facies conditions (KISCH, 1991; WARR AND RICE, 1994). The mean 'C'I is  $0.1\Delta 2\theta$  in the  $<2\mu\text{m}$  fraction, with a standard deviation of  $\sigma 0.01\Delta 2\theta$ . The 'C'I obtained in samples and its respective locations are shown in Figure 14.

Sampling in the areas with well-developed  $S_2$  crenulation cleavage (Figure 12.D) has been avoided to the crystallinity index study.

Table 8. Crystal-chemical parameters of metapelites of the Capiru Formation in the Morro Grande region. I'C': Illite/muscovite crystallinity index; B.R.: Bulk rock; N.F.: Normal fraction. The samples' location can be visualized on Figure 14. MG samples: (Sections 1 and 2); MQ samples: Morro do Quartzito, Almirante Tamandaré fault region, used for parameters comparison. Used abbreviations for minerals by Kretz (1983). Qtz: quartz; Ms: muscovite; Kln: kaolinite; Sep: sepiolite; C.M.: Carbonaceous material.

Sample	Mineralogy - XRD	'C'I ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )		Basal spacing (Å)	$b_o$ (Å) Ms
		B.R.	N.F.<2 $\mu\text{m}$		
Section 1 – North flank of MGS					
MG-37	Qtz - Ms - Kln - Sep	0.13	0.08	9.941	9.022
MG-36	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.10	9.900	9.037
MG-35	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.10	9.915	9.039
MG-33	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.08	9.923	9.034
MG-31	Ms – Qtz – C.M.	0.08	0.12	9.926	9.002
MG-26	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.13	9.906	9.028
MG-20	Qtz - Ms - Kln	0.27	0.07	9.930	9.010
MG-38	Qtz – Ms	0.09	0.09	9.919	9.025
Section 2 – South flank of MGS					
MG-12	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.07	0.10	9.882	9.031
MG-11	Qtz – Ms- Kln	0.08	0.08	9.882	9.029
MG-13	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.08	0.12	9.923	9.029
MG-16	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.10	9.938	9.034
MG-04	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.10	9.915	9.027
MG-03	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.08	9.865	9.039
MG-02	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.07	0.12	9.910	9.026
MG-01	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.07	0.12	9.897	9.035
MG-17	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.14	0.14	9.911	9.020
MG-10	Qtz - Ms - Kln	0.10	0.10	9.906	9.020
MG-15	Qtz - Ms – Kln – C.M.	0.15	0.15	9.910	9.020

Sample	Mineralogy - XRD	'C'I ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )		Basal spacing (Å)	$b_o$ (Å) Ms
		B.R.	N.F.<2 $\mu\text{m}$		
Almirante Tamandaré's region fault					
MQ-01	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.10	9.906	9.048
MQ-02	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.12	9.925	9.041
MQ-03	Mus-Qtz	0.08	0.10	9.889	9.037
MQ-04	Mus-Qtz	0.07	0.10	9.888	9.047
MQ-05	Qtz - Ms - Kln	0.20	0.08	9.895	9.037
Mean		0.098	0.103	9.918	9.029
Standard deviation		0.033	0.016	0.017	0.008

### Pressure conditions

As the identified paragenesis quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  goethite  $\pm$  magnetite does not estimate pressure conditions because of the lack of metamorphic index minerals, the dimensions of the basal spacing (d-spacing) and the  $b_0$  cell of the K-mica were determined, to calculate the pressure conditions in the Morro Grande region rocks (Figure 13).

The basal spacing in white-mica is in principle related to the paragonitic substitution of  $\text{K}^+$  by  $\text{Na}^+$  in the interlayers, thus reflecting the temperature of its formation. However, the phengite content is able to modify the d-parameter (GUIDOTTI, 1984). Measurement of the K-mica  $b_0$  cell dimension, which is dependent on the degree of phengite substitution, has been related to the pressure conditions at the time of formation or recrystallization of the K-mica in the rocks (GUIDOTTI AND SASSI, 1986).

The relation  $b_0$  cell increasing and decreasing basal spacing of the K-mica indicates that the d-spacing is mainly controlled by the phengite substitution and the influence of other factors is secondary (GUIDOTTI, 1992). When this relation is satisfied the  $b_0$  cell parameter can be used as a semi-quantitative geobarometer.

Due to the small distance along 6 km cross-section inside the Morro Grande Synform, a few pressure differences are expected, with values increasing relatively in the proximity of the shear zones, and data confirm this assumption (Figure 14)

The mean value of  $b_0$  cell dimension is 9.029Å, with  $\sigma$  0.008 Å, which indicates a low to intermediary pressure gradient (GUIDOTTI, 1992) at the time of formation of the rocks.

Considering the metamorphic grade in epizone-grade type (FREY, 1987), where temperatures varies from 300-350° C, pressures of 2 - 4.5 kbar might be suggested for the M<sub>1</sub> metamorphism.

Elevated pressure gradients (>9.037 Å) are verified in the Almirante Tamandaré Fault region (MQ code samples) used comparatively in the geobarometric study (Table 8).

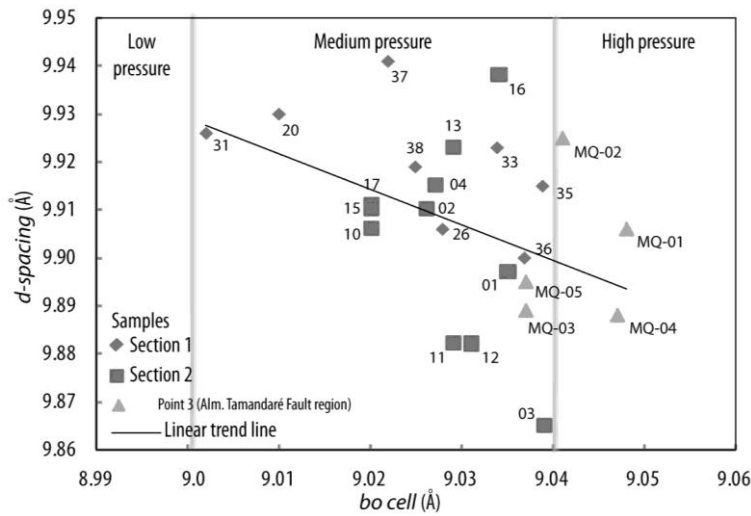
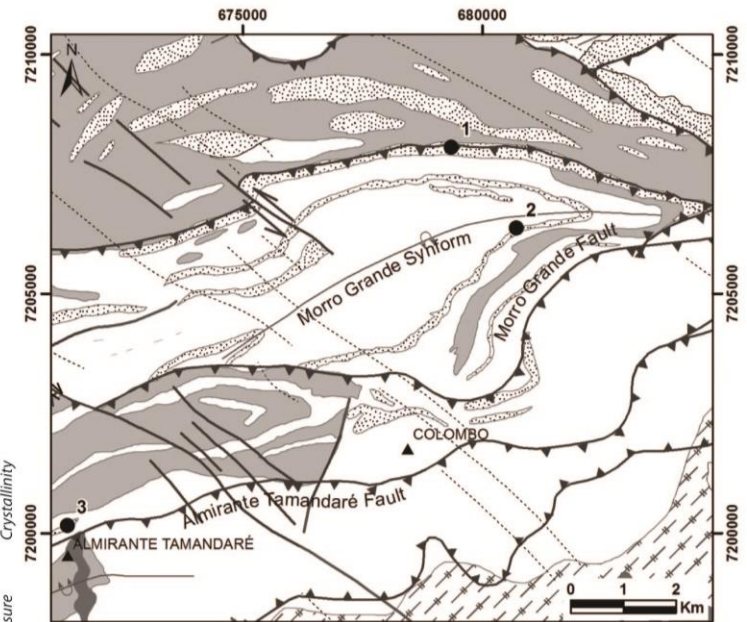
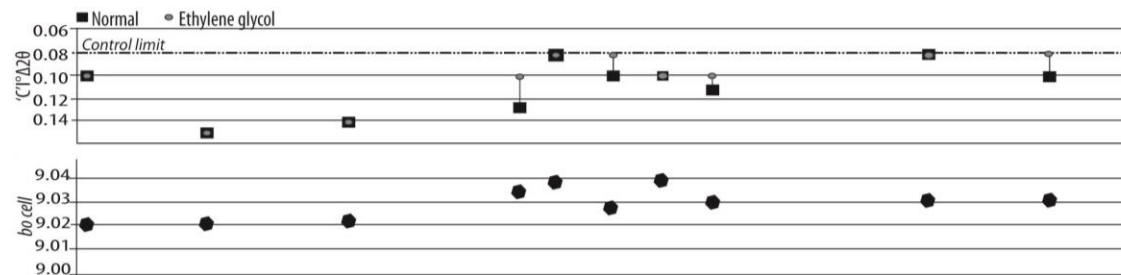
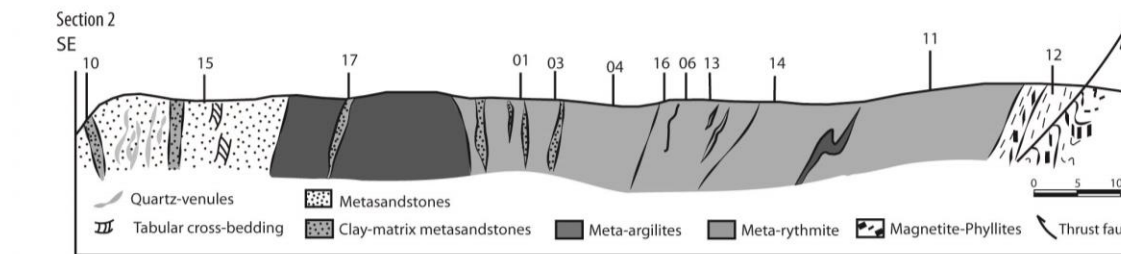
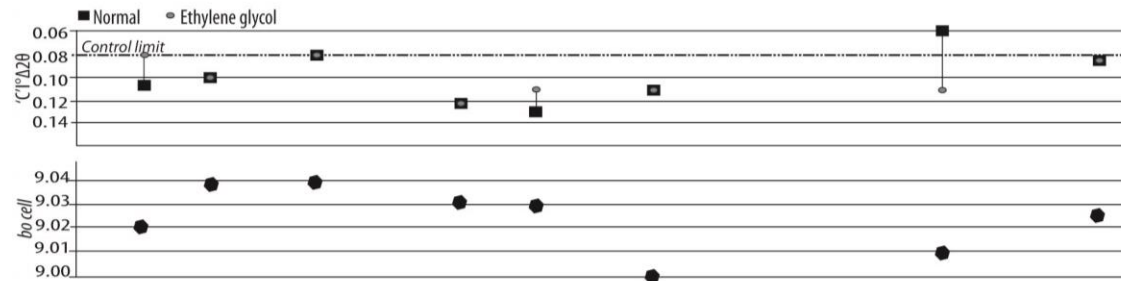
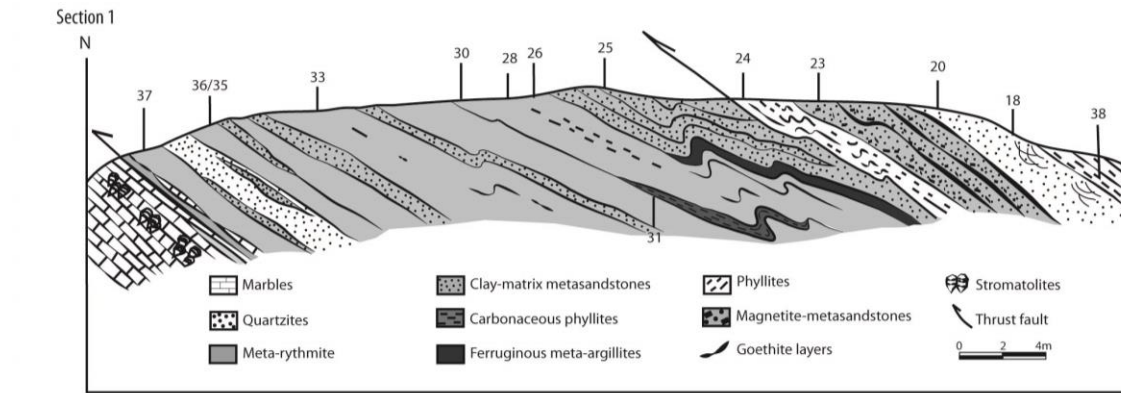


Figure 13. Cross-plot showing the basal spacing (d-spacing) versus  $b_0$  dimensions of K-mica. The more pressure, the d-spacing of K-mica reduces. The regression line of total data represents this main trend. The relation indicates that the d-spacing is controlled by phengitic substitution, and the other factors are secondary (paragonite substitution, for instance) Guidotti, 1992.



#### LEGEND:

- Sections locations
  - Cities
  - Structural lineaments
  - Thrust fault
  - Synform axis with inverted flank
  - Fault
  - Dykes
- Geological Units**
- Alluvial deposits
- Capiru Formation**
- Phyllites
  - Quartzites
  - Dolomitic marbles
- Atuba Complex**
- Gneisses and migmatites
- Datum SAD69, Zone 22S.

Figure 14. Crystal-chemical parameters estimated in sections 1 and 2 in the Morro Grande region. The sections locations are in the geological map (Adapted from Fiori, 1985). Point 3 (in the geological map): samples used as comparative in the geobarometric study (see Table 4). 'C': Muscovite/illite 'crystallinity' index. Samples with differences between indexes of normal fraction and ethylene glycol treatment may present preserved expansive clay-minerals.  $b_0$  cell: dimension of muscovite  $b_0$  cell.

### **Bulk organic carbon content (BOC)**

The samples of meta-argillites and carbonaceous phyllites were analysed for their bulk organic carbon content (BOC). In four samples the BOC content varied from 0.09 to 1.21 (%), characterizing organic matter (O.M.) preserved in the metapelites of the Capiiru Formation.

The results were balanced with the respective nitrogen amount and varied from 0.02 to 0.50 (%), with shows good correlation with the carbon content, typical of organic matter showing low degree of crystallinity.

Conditions for the preservation of organic matter of low crystallinity accumulated in orogens may be consulted in Dalla Torre et al. (1996a) and Potel et al. (2006).

The accumulated organic matter in the metapelites of the Morro Grande region occurs dispersed, associated with the lithotypes that have larger concentrations of clay, which suggests an accumulation process by trapping-by clay-minerals originally expansive, as smectite.

## **2.5 DISCUSSION**

The Capiiru Formation in the Morro Grande region shows a lithologic variability relative to the granulation of lithotypes, with similar mineralogical compositions. The mineral paragenesis is quartz  $\pm$  muscovite  $\pm$  iron oxides, at different assemblages, containing mainly kaolinite as associated mineral. Iron minerals include magnetite and goethite, characterizing meta-stable phases depending on the metamorphic conditions. Goethite occur in layers parallel to the  $S_0$  bedding and remobilized next to the major shear zones, while the magnetite occurs disseminated in zones slightly deformed.

The kaolinite occurs in the most preserved sectors and it is absent in the tectonofacies in the Morro Grande region.

The presence of relict minerals and grains, with portions presenting a preserved framework is common, where the textures and structures of the protolith are evident. These zones contrast with the tectonofacies of NE direction that generate phyllites with a penetrative presence of metamorphic foliation.



The relationship between measured parameters is shown in Figure 14. Comparisons between 'C'I and  $b_0$  cell may be done, since the 'C'I in the Morro Grande region are lower than  $0.25^\circ 2\theta$ , validating the usage of  $b_0$  cell parameter, as suggested by Guidotti and Sassi (1986).

The 'C'I values for the metapelites indicate that the metamorphic grade of the studied rocks is greenschist facies ( $\Delta 2\theta < 0.25$ ) (FREY, 1991). They also demonstrate a correlation with the  $b_0$  cell values, where discrepant results are related to associated carbonaceous material (Figure 14).

The macro and microscopic variations in deformation are also recognized when looking at the crystal-chemical parameters, the position of samples within the geologic section and its relations with the tectonic structures, the 'C'I demonstrates strong control by strain, with variations of up to  $0.035^\circ \Delta 2\theta$  in the lithotypes close to the mapped shear zones (Figure 14).

Studies with 'C'I examples of increasing values respectively with the strain increases, fluid circulation, development of tectonic microstructures and metamorphic foliation may be consulted in Frey et al. (1980), Merrimann et al. (1995), Poyatos (2001); Potel et al. (2006).

Despite of that, variation occurs when values of 'C'I diminish in samples with the presence of carbonaceous matter. The explanation to this fact could be the temperature isolating effect promoted by the carbonaceous material on the meta-argillites.

The expected temperatures for the epizone/greenschist facies obtained through the 'C'I would be about  $300 - 350^\circ\text{C}$ , but, because of the strain influence on these rocks, such temperature cannot represent reality, making the 'C'I overestimated, and by consequence the calculated temperatures, when it comes to metapelites of the Capiiru Formation.

The increase in the metamorphism grade, with the progression of deformation is well established, but the mechanisms by which deformation can enhance the metamorphic grade are not well understood, thus a kinect interpretation seems to offer a better explanation for certain features of mineralogical development at low temperatures than the effects of the temperature itself, in a dynamic metamorphic context (POYATOS, 2001).

The covariance between the 'C'I and the  $b_0$  cell dimension (Figure 13) support the hypothesis that these indicators are controlled by a strain/pressure relationship.



The calculated K-mica  $b_0$  cell dimensions show good correlation with the identified zones as shear *versus* preserved zones. The  $b_0$  cell dimensions suggest the highest pressure peak that the rocks were submitted to, and indicate that the metamorphism  $M_1$  acted in a more efficient manner in the Morro Grande metapelites, due to the results of  $b_0$  cell and its relation with structures of  $D_1$  being close.

The samples with the highest  $b_0$  cell dimensions are located near the Almirante Tamandaré Fault (Figure 14), used in this study as a comparative site, to understand the  $b_0$  cell dimensions under relative high pressure conditions (greenschist facies – garnet zone), according to the classification proposed by Guidotti and Sassi (1986).

One of the most notable features about deformation in the Capiiru Formation is about the heterogeneities in the development of  $S_1$  foliation. The studied distribution of crystal-chemical parameters allows interpretation related to deformation  $D_1$  in the study area, and the concomitant generation of  $S_1$  surface:

- i. The  $S_1$  generation can be related to the recumbent folding generation, where the ductile shear is prominent in the inverted flanks of the folds, that shows intense foliation development;
- ii. The shear and recumbent folding are interpreted as conjugated structures developed at the hanging wall of the main thrust faults, trending to SE quadrant, in a fold-and-belt-thrust system, with direction of the main movement from NW to SE, where the Capiiru Formation stands as a allochthonous unit regarding the subjacent unit, represented by the Atuba Complex.

All the studied samples for the bulk organic content (BOC), showed preserved organic matter, even at low quantities. The presence of the organic matter indicates that the coalification degree in the Morro Grande region is from very low to low.

It is important to emphasize that through the petrography/geochemical studies, the presence of graphite or semi-graphite in samples was not observed. This result is discrepant when compared to the studied 'C'I, indexes normally comparable. Most correlations between those indicators are found on locals where the geodynamic conditions of Barrovian orogenic metamorphism predominate. Another relevant factor is that the organic matter is usually more sensitive to the tectonic shear/strain than

clay-minerals (DALLA TORRE *et al.*, 1997; SUCHY *et al.*, 1997; SAKAGUCHI *et al.*, 2007).

Despite these facts, in the Morro Grande region, a delay of the organic matter maturation occurs. Explanation for this phenomenon is addressed by Dalla Torre *et al.* (1996a); studying lithotypes from the Diablo Range, where discrepant values of maturation were also observed. However, some sectors of the Diablo Range were characterized as high pressure – low temperature (HP-LT) terrains.

Potel *et al.* (2006) compared exhumation paths at New Caledonia and found an increase in organic matter maturation values along HP-LT sectors, concluding then, that contrasts on P-T paths are also responsible for the differences on the maturation indexes in terrains with similar metamorphic conditions.

In the Diablo Range the exhumation occurs through a cold trajectory, allowing the maximum maturity reached by the organic matter to be maintained throughout the retrogressive path. In contrast, in the New Caledonia, the P-T retrogressive path is adiabatic, with a temperature increase, which explains the high crystallinities reached by the organic matter. Thus, explanations for the delay in the organic matter maturation in the Capiru Formation may be related to the metamorphic grade and differences of temperature in the different sectors, the P/T paths and the exhumation trajectories of these sectors, still poorly understood.

## **Metamorphic conditions**

Based on the studied crystal-chemical parameters, the metamorphism of the Capiru Formation in the Morro Grande Region is typical of epizone (FREY, 1991) or inferior greenschist facies (WINKLER, 1974). With the  $b_0$  cell estimated data, registered temperatures of 300-350°C, with pressures estimated between 2.5 and 4.5 kbar, indicating a low to intermediate pressure gradient within the low-grade context.

However, temperatures may be overestimated due to the rock deformation, where the crystallinity indexes are controlled by the strain effects. With the following factors, some interpretations have been made:

- i. The presence of preserved organic matter in the metapelites may indicate that the temperature gradients were inferior to those calculated by the 'C'I, thus avoiding the coalification of the organic matter;

- ii. The absence of chlorite, as an index metamorphic mineral of the greenschist facies in the chlorite zone, even with a relative availability in the geochemical system of magnesium and iron for its formation, might be interpreted due to thermal insufficiency during the metamorphism, declining the possibility of generating the trioctahedric phyllosilicates;
- iii. The kaolinite presence may represent an original phase present in the protolith, denoting that the reaction  $\text{Kln} + \text{Qtz} = \text{Prl} + \text{H}_2\text{O}$ , which normally occurs under  $250^\circ\text{C}$ , has not been achieved in the Morro Grande Synform rocks;
- iv. Although records of a posterior tectonic that affected Morro Grande Synform rocks were found through petrography, in this study, the associated metamorphism ( $M_2$ ) does not produce recrystallization, mineral reaction or retrograde metamorphism in the studied samples, being the calculated metamorphic conditions exclusively from the  $M_1$  event.

Taking into account the presented criteria, the temperature required for the  $M_1$  metamorphism is, then, lower than  $250^\circ\text{C}$ , with pressures between 2.5 and 4.5 kbar, which may represent a subgreenschist evolving to a greenschist type-metamorphism (Figure 15).

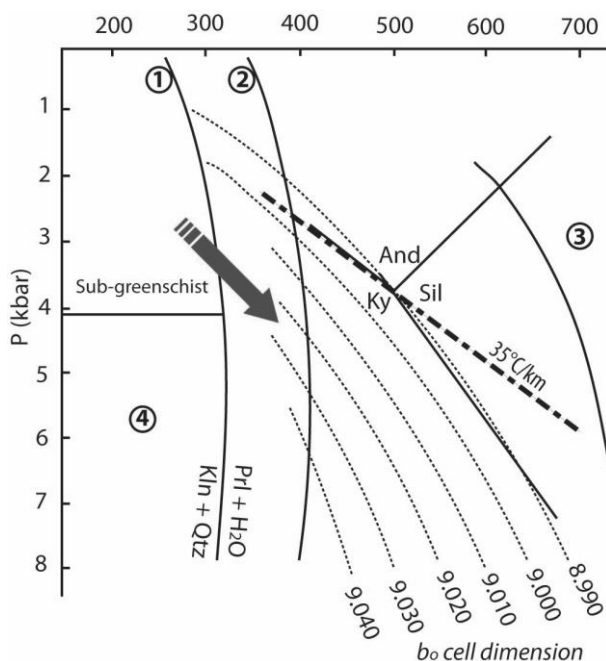


Figure 15. P-T diagram demonstrating the variation of  $b_0$  cell values (dotted lines). The arrow indicates the range of estimated pressure values and temperature of the  $M_1$  metamorphism in the studied locals. Relationship between the Al-silicates phases are shown (Holdaway, 1971); other reaction curves represented: 1) kaolinite + quartz = pyrophyllite +  $\text{H}_2\text{O}$ ; 2) pyrophyllite = Al-silicates + quartz +  $\text{H}_2\text{O}$ ; 3) staurolite + quartz + muscovite = Al-silicate + biotite +  $\text{H}_2\text{O}$  (Greenwood, 1976); 4) maximum glaucophane stability (Maresch, 1977). Modified from Guidotti and Sassi (1986). A geothermic gradient of  $35^\circ\text{C}/\text{km}$  is used as reference (traced line).

## **Tectono-thermal setting of the Capiiru Formation**

The metamorphic range of the Capiiru Formation is characterized by paragenesis well fitted in the greenschist facies, with isogrades controlled by the presence of the main structures, such as thrusts and transcurrent shear zones.

The tectonic pattern of Capiiru Formation can be defined such an intensely deformed sequence, with strong structural control, but within a stratigraphic context still well preserved, consistent with a thrust-and-fold-belt formed in a superior crustal level, related to a progressive-type metamorphism.

The paragenesis in the Capiiru Form. metapelites range to very low-grade conditions, with incomplete paragenesis, up to greenschist conditions at biotite/garnet zone. More rarely, in some areas, higher P-T conditions can be recognized by paragenesis containing staurolite-biotite and silimanite-kyanite.

The petrological data of Morro Grande metapelitic sequence allows a interpretation of a metamorphism under low temperatures (<250°C), supported by the illite cristallinity index, lack of chlorite, preserved organic matter and presence of mineral relicts, such kaolinite and sepiolite.

Based on petrologic data and interpretation about the metamorphism, the tectonic environment that generated the deformation and metamorphism in the rocks of the Morro Grande sequence was developed under very low to low-grade conditions, with medium pressure gradients, slightly raised when in proximities to the major shear zones.

The records of M<sub>1</sub> metamorphism (S<sub>1</sub>, D<sub>1</sub> folds and thrusts) were deformed in the late stages of the orogen, during the transpressive phase, which modified the original set of S<sub>0</sub> and S<sub>1</sub>, without a significant metamorphism.

## **2.6 CONCLUSIONS**

According to the event sequence occurred in the Morro Grande Synform region, the relationship between deformation and low metamorphic grade are summarized in the following conclusions:

- i. The thrust tectonic in the Morro Grande region was delevoped under low-temperature conditions (inferior anchizone and epizone), with low

- maturation degree of organic matter and preservation of mineral relicts, such as kaolinite and sepiolite;
- ii. During shear and diachronic recumbent folding, the ductile shear was developed specially in the surroundings of the major shear zones and in the inverted flanks of the recumbent folds, generating fabrics and zones of high strain verified in field work as tectonofacies;
  - iii. In terms of metamorphism, the 'C'I showed differences in the deformed zones, indicating different temperature gradients in several sectors of the Morro Grande Synform, while relevant paragenesis with index minerals development are rarely observed;
  - iv. Metamorphic fluids and supplemented energy through the strain, might have helped, through reaction progression, the growth of new minerals and the complete illite transformation in its polytypes, until it reaches muscovite M<sub>1</sub> typical crystallinities;
  - v. The studied metamorphic gradients show different temperature gradients, where reactions close to the equilibrium conditions occur only at restrict portions.
  - vi. The metamorphic grade and the estimated pressure are superior in M<sub>1</sub> metamorphism in the studied rocks, indicating that the acting of the M<sub>2</sub> event on the study area was incipient.

## 2.7 ACKNOWLEDMENT

The authors acknowledge financial support provided by CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), for support with the “Projeto Capiru” (CNPq 481429/2013) and the GEOBIOCAL Project (FJPL – UFPR - FUNPAR) for the research grants. We also would like to thank Dr. Almério Barros França, Dr. Silvana Bressan Riffel and Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros for suggestions and comments that improved our paper.

## REFERENCES

- Ackermann L., Langer K., Rieder M. 1993. Germanium muscovites with excess hydroxyl water,  $KAl_2[Ge_3-xAl+xO_{10-x}(OH)^*(OH)_2]$  and the question of the excess OH in natural muscovites. *European Journal of Mineralogy*. **5**:19-20.

- Bahniuk A.M. 2007. *Controles geológicos da carstificação em metadolomitos da Formação Capiru – Neoproterozoico, região metropolitana de Curitiba/PR*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná. 138p.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1956. Estudos preliminares da Série Açunguí. v. estruturas organógenas nos dolomitos da Formação Capiru (estado do Paraná). *Dusenía*, Curitiba, **7**(6):17-23.
- Dalla Torre M., de Capitani C., Frey M., Underwood M.B., Mullis J., Cox C. 1996a. Very-low temperature metamorphism of shales from Diablo Range, Franciscan Complex, California: new constraints on the exhumation path. *Geological Society of America Bulletin*. **108**:578-601.
- Dalla Torre M., Ferreira Mählmann R., Ernst W. G. 1997. Experimental study on the pressure dependence of vitrinite maturation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**:2921–2928.
- Faleiros F.M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 306p.
- Faleiros F.M., Campanha G.A., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011b. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brasil): Evidence for terrane accretion and dispersion during the Gondwana assembly. *Precambrian Research*. **189**: 263-291.
- Fiori A.P. 1985. (Coord) Mapa geológico e estrutural da região de Rio Branco – Bocaiúva do Sul. SG – 22-X-D. Minerais do Paraná S.A. Curitiba – PR, mapa geológico, escala 1:100.000.
- Fiori A.P. 1991. *Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba, São Paulo*, Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências USP. 261p.
- Fiori A.P. 1992. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba - PR, **42**:07-27.
- Fiori A.P., Gaspar, L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. *Série Científica*. Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, **24**:1-19.
- Frey M., Teichmüller M., Teichmüller R., Mullis J., Künzi B., Breitschmid A. 1980. Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geologicae Helveticae*. **73**:173–203.
- Frey M. 1987. Low temperature Metamorphism. – Chapman and Hall (editora), New York. 351 pp.
- Frey M. 1991. Low-grade metamorphism. Wiley (Editora). Londres. 328p.
- Gharrabi M., Velde B., Sagon J.P. 1998. The transformation of illite to muscovite in pelitic rocks: constraints from X-ray diffraction. *Clays and clay Minerals*. **46**:78-88.
- Grathoff G. H., Moore D. M. 1996. Illite polytype quantification using Wildfire calculated X-ray diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals*. **44**(6):835-842.
- Greenwood H. J. 1976. Metamorphism at moderate temperatures and pressures. In D. K. Bailey and R. Macdonald, Eds., *The Evolution of the Crystalline Rocks*, p. 187-259. Academic Press, New York.
- Guidotti C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S.W. Micas. *Mineral society of America, reviews in mineralogy*. **13**: 357-467.
- Guidotti C.V., Sassi F.P. 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b<sub>0</sub> data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. **153**: 363-380.
- Guidotti C.V., Mazzoli C., Sassi F.P., Blencoe J.G. 1992. Compositional controls on the cell dimensions of 2M<sub>1</sub> muscovite and paragonite. *European Journal of Mineralogy*. **4**(2): 283-297.

- Gutiérrez-Alonso G, Nieto F. 1996. White-mica "crystallinity", finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*. **153**: 287-299.
- Holdaway M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram. *American Journal of Science*. **271**:97- 131.
- Juschaks L. 2006. *Fácies, estruturas biogênicas e modelos deposicionais dos Metadolomitos da Formação Capiu – Grupo Açungui, Neoproterozoico do Paraná*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 100p.
- Juster T.C., Brown P.E., Bailey S.W. 1987. NH<sub>4</sub>-bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania. *American Mineralogist*. **72**: 555-565.
- Kisch J. 1991. Calibration of the anchizone a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**:31-46.
- Kretz R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **68**: 277–279
- Kübler B. 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité d l'illite. *Bull. Centre Rech. Pau- S.N.P.A.* **2**: 385-397.
- Leandro R. 2016. Caracterização tectonoestratigráfica das sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande, Formação Capiu – PR. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Paraná. 121p.
- Leandro R., Santos L.R., Cury L.F. 2017. *Em prep.* A sequência terrígena Capiu: Registro de ambiente estuarino do Esteniano (1.08 – 1.20 Ga.) na região de Morro Grande – Norte de Curitiba/PR.
- Maresch W. V. 1977. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*. **43**: 109- 125.
- Merriman R. J., Roberts B., Peacor D. R., Hirons, S. R. 1995. Strain-related differences in the crystal growth of white mica and chlorite: a TEM and XRD study of the development of metapelitic microfabrics in the Southern Uplands thrust terrane, Scotland. *Journal of Metamorphic Geology* **13**: 559–576.
- Merriman R. J., Peacor D. R. 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In *Low-grade Metamorphism* (eds M. Frey & D. Robinson), pp. 10–60. Oxford: Blackwell Sciences Ltd.
- Potel S., Ferreira R., Stern W., Mullis J., Frey M. 2006. Very Low-grade Metamorphic Evolution of Pelitic Rocks under High-pressure/Low-temperature Conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*. **47** (5):991-1015.
- Poyatos D.M., Nieto F., Azor A., Simancas J.F. 2001. Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan belt). *Journal of the Geological Society, London*. **158**: 953-968.
- Robert J.L., Beny J.M., Della Ventura G., Hardy M. 1993. Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *European Journal of Mineralogy*. **5**:7-18.
- Roberts B., Merriman R.J. 1985. The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from north Wales: An analysis of isocryst patterns. *Journal of the Geological Society, London*. **142**:615-624.
- Robinson D., Merriman R.J. 1999. Low-temperature metamorphism: an overview. In: Frey M., e Robinson D. *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford (editora), 1-9.
- Robinson D., Warr L.N., Bevins R.E. 1990. The illite' crystallinity technique' : a critical appraisal of its precision, *Journal of Metamorphic Petrology*. **8**:333– 344.

- Sakaguchi A., Yanagihara A., Ujiie K., Tanaka I., Kameyama M. 2007. Thermal maturity of a fold-thrust belt based on vitrinite reflectance analysis in the Western Foothills complex, western Taiwan. *Tectonophysics*. **443**:220–232.
- Sassi F.P., Scolari A., 1974. The  $b_o$  value of potassium white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to mineralogy and petrology*. **45**:143-152.
- Siga JR. 1995. *Os Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- Silva I.E. 2010. *Estromatólitos registrados no Conjunto Litológico Rio Branco (Formação Capiru, Grupo Açungui)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Paraná. 112p.
- Suchy V., Frey M., Wolf M. 1997. Vitrinite reflectance and shear-induced graphitization in orogenic belts: A case study from the Kandersteg area, Helvetic Alps, Switzerland. *International Journal of Coal Geology*, **34**:11-20.
- Summons R.E., Hallmann C. 2014. Organic geochemical signatures of early life on Earth. In: *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed.; Turekian, K.K., Holland, H.D., Eds. Elsevier: Amsterdam, **12**:33–46.
- Taylor S. R., McLennan S. H. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 pp.
- Warr L. N., Rice A. H. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*. **12**: 141–152.
- Watanabe K., Naraoka H., Wronkiewicz D.J, Condie K.C., Ohmoto H. 1997. Carbon, nitrogen, and sulphur geochemistry of Archean and Proterozoic shales from the Kaapvaal Craton, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**:3441–3459.
- Winkler H.G.F. 1974. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 3rd ed. Springer, Berlin, 320 pp.



### 3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na estudada foram reconhecidas isógradas de baixo grau metamórfico, onde coexistem paragêneses da fácies xisto verde até a zona da biotita. Em faixas restritas é possível observar paragêneses incompletas, onde são reconhecidas texturas e estruturas sedimentares preservadas.

O levantamento estrutural possibilitou o reconhecimento do bandamento sedimentar ( $S_0$ ) preservado, e de duas foliações metamórficas ( $S_1$  e  $S_2$ ).

A foliação  $S_1$  é reconhecida como uma clivagem ardosiana com direção subparalela ao bandamento ( $S_0$ ), com diferenças de  $30^\circ$  a  $20^\circ$  entre as direções, e de  $10^\circ$  a  $15^\circ$  nos mergulhos. Em alguns níveis é possível identificá-la como uma foliação plano axial de dobras cerradas a fechadas com flancos rompidos, associada a microcavalgamentos. O seu desenvolvimento está relacionado a uma fase de deformação de baixo ângulo, modificada por dobramentos posteriores.

A foliação  $S_1$  é definida por planos com o desenvolvimento de sericita, por vezes, com a presença de illita preservada nos micrólitos de  $S_1$ , o que sugere que as condições metamórficas atuaram em temperaturas insuficientes para a cristalização de minerais típicos da fácies xisto verde.

A preservação de estruturas sedimentares na Sequência Morro Grande, juntamente com as paragêneses metamórficas incompletas, sugerem que os processos metamórficos apresentam registro heterogêneo, relacionada com um contexto de deformação raso, quando comparado com as sequências de xistos e filitos, também presentes na Formação Capiuru.

A foliação  $S_2$  (alto ângulo) ocorre de forma localizada, em planos espaçados centimetricamente. Possui caráter incipiente, regime dúctil-rúptil, e encontra-se restrita às proximidades das zonas de cisalhamento transcorrentes. Em escala microscópica são observadas crenulações e ondulações do acamamento e da clivagem ardosiana  $S_1$ , sugerindo que a segunda fase ( $S_2$ ) foi responsável pela verticalização de  $S_1$  e  $S_0$ , como observado nos padrões de alto ângulo de mergulho dos estereogramas (Figura 10).

### 3.1 METAMORFISMO

As rochas da Formação Capiu na região do Morro Grande apresentam composições mineralógicas similares.

A paragênese descrita nas fácies terrígenas da Formação Capiu é composta por quartzo  $\pm$  muscovita  $\pm$  óxidos de Fe, em diferentes assembleias, contendo, principalmente a caulinita como mineral associado.

A presença de minerais e grãos reliquiais, com porções apresentado arcabouço preservado é comum, sendo evidentes as texturas e estruturas dos protólitos. Estas faixas contrastam com tectonofácies de direção NE, que geram filitos com foliação metamórfica penetrativa.

Os l'C' nos metapelitos indicam que o grau metamórfico das rochas estudadas é de fácies subxisto verde a xisto verde. Observando a posição das amostras nas seções geológicas levantadas e suas relações com estruturas tectônicas, os l'C' demonstram controle por *strain*, com variações de até  $0.035^\circ\Delta 2\theta$  nos litotipos próximos às zonas de cisalhamento mapeadas em campo.

Estudos anteriores indicam que os l'C' são aumentados em rochas intensamente deformadas, especialmente aquelas submetidas a intenso cisalhamento e dobramento (SUCHY *et al.*, 2002; ÀRKAI *et al.*, 2002; ÀRKAI *et al.*, 2003)

Em contrapartida, ocorrem variações com diminuição dos l'C' nas amostras com presença de matéria carbonosa. A explicação para este fato seria o efeito isolante à temperatura promovido pela presença de material carbonoso nos meta-argilitos.

Temperaturas esperadas para a epizona/ fácies xisto-verde obtidas através dos l'C' seriam da ordem de 300 – 350°C, porém, devido à influência de *strain* nessas rochas, essa temperatura pode não ser representativa, superestimando os l'C' no âmbito dos metapelitos da Formação Capiu.

As dimensões calculadas para o  $b_0$  cell da K-mica apresentaram boa correlação com as zonas identificadas como zonas de cisalhamento *versus* regiões preservadas. As maiores dimensões da  $b_0$  cell foram identificadas nas amostras das proximidades das falhas de Almirante Tamandaré, denotando condições de pressão alta, segundo a classificação de Guidotti e Sassi (1986).

Um dos aspectos mais marcantes quanto à deformação nas rochas da Formação Capiu diz respeito às heterogeneidades com relação ao desenvolvimento da foliação  $S_1$ . A distribuição dos parâmetros cristaloquímicos estudados permite algumas interpretações com relação à deformação  $D_1$  na área de estudo, e a concomitante geração da clivagem ardosiana  $S_1$ .

- i. A geração de  $S_1$  está relacionada com a formação de dobras recumbentes, onde o cisalhamento dúctil é muito proeminente nos flancos invertidos das dobras, que por sua vez, apresentam intenso desenvolvimento de foliação;
- ii. As dobras recumbentes e cisalhamento são interpretados como estruturas conjugadas desenvolvidas no *hangingwall* das principais falhas de cavalgamento, com vergência para SE, em um sistema *fold-and-thrust-belt* com sentido de movimento principal de NW para SE, onde a Formação Capiu configura como uma unidade alóctone em relação à unidade subjacente, representada pelo Complexo Atuba.

Todas as amostras estudadas quanto ao teor de COT apresentaram matéria orgânica preservada mesmo que em baixas quantidades. A presença da M.O. indica que o grau de coalificação na região do Morro Grande é muito baixo a baixo. Este resultado é discrepante quando comparado aos I'C' estudados, índices normalmente comparáveis. As maiores correlações entre estes indicadores são encontradas em locais onde as condições geodinâmicas de metamorfismo orogênico Barroviano predominam. Outro fator relevante, é que a M.O. costuma ser geralmente mais sensível a deformação do que os argilominerais (DALLA TORRE *et al.*, 1997; SUCHY *et al.*, 1997; SAKAGUCHI *et al.*, 2007).

Na região do Morro Grande, porém, ocorre o retardo da maturação da matéria orgânica. Explicações para este fenômeno são abordadas por Dalla Torre *et al.*, (1996a).

Baseado nos parâmetros cristaloquímicos e dados petrológicos levantados, o metamorfismo nas rochas da Formação Capiu na região do Morro Grande é típico de epizona ou fácies xisto verde inferior. Juntamente com os dados estimados da  $b_0$  cell, denotam temperaturas de 300-350°C, com pressões estimadas entre 2,5 – 4,5 kbar, indicando gradientes de pressão intermediária.

No entanto, as temperaturas podem estar superestimadas devido ao efeito da deformação nas rochas, como citado anteriormente. Juntamente com os seguintes fatores, algumas interpretações podem ser realizadas:

- i. A presença de matéria orgânica preservada nos metapelitos pode indicar que os gradientes de temperatura foram inferiores aos calculados, evitando assim a coalificação da matéria carbonosa;
- ii. A ausência de clorita, mineral índice da fácies xisto verde na zona da clorita, mesmo com relativa disponibilidade de magnésio e ferro para sua formação, pode ser interpretada como causada por insuficiência térmica durante o metamorfismo, impossibilitando a geração destes minerais;
- iii. A presença de caulinita diagenética representa uma fase original dos protólitos, denotando que a reação  $Kln + Qtz = Prl + H_2O$ , que normalmente ocorre a cerca de  $250^{\circ}\text{C}$ , não tenha sido atingida nas rochas no âmbito da Sinforme do Morro Grande (SMG);
- iv. Embora registros da tectônica posterior que afetou as rochas da SMG sejam encontrados por meio de petrografia, neste estudo, o metamorfismo associado ( $M_2$ ), não produz recristalização ou reação mineral nas amostras estudadas, sendo as condições metamórficas calculadas exclusivas do evento  $M_1$ .

Considerando os critérios apresentados acima, a temperatura para o metamorfismo  $M_1$  é considerada, portanto,  $<250^{\circ}\text{C}$ , com pressões que variam entre 2,5 a 4,5 kbar, classificando o metamorfismo como do tipo subxisto verde, evoluindo para xisto verde.

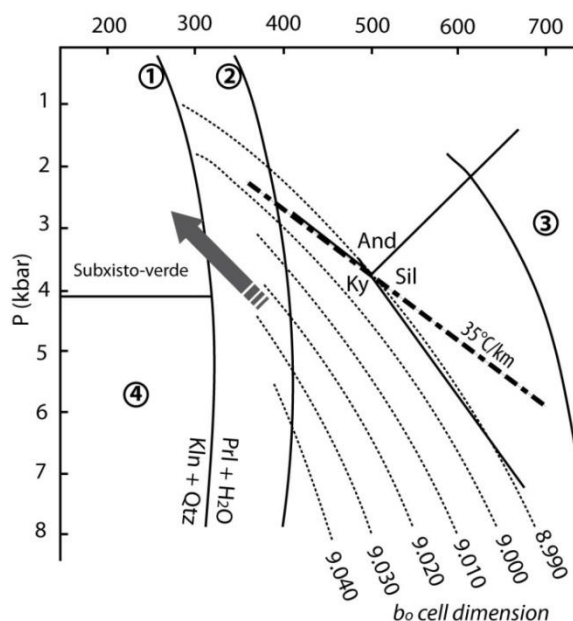


Figura 16. Diagrama de  $P$ - $T$  mostrando a variação dos valores de  $b_0$  cell (linhas pontilhadas). A seta indica os *range* dos valores estimados para a pressão e a temperatura do metamorfismo  $M_1$  nos locais estudados. Relações entre as fases de Al-silicatos são mostradas (Holdaway, 1971); outras curvas de reação são representadas: 1) caulinita + quartzo = pirofilita +  $H_2O$ ; 2) pirofilita = Al-silicatos + quartzo +  $H_2O$ ; 3) estauroлита + quartzo + muscovita = Al-silicato + biotita +  $H_2O$  (Greenwood, 1976); 4) máxima estabilidade do glaucofano (Maresch, 1977). Modificado de Guidotti e Sassi (1986). Gradiente geotérmico de  $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$  é utilizado como referência (linha tracejada).

De acordo com a sequência de eventos ocorridos na SMG, e as relações entre deformação e o grau metamórfico baixo, são sumarizadas as seguintes conclusões:

- i. A tectônica de baixo ângulo na unidade foi formada em condições de baixas temperaturas (anquizona a epizona inferior), com reequilíbrio incompleto de micas detríticas, baixo grau de maturação da matéria orgânica e preservação de *relicts* minerais, como a caulinita e a sepiolita;
- ii. Durante o cisalhamento e concomitante dobramento recumbente, o cisalhamento dúctil foi desenvolvido especialmente nas imediações das ZC e nos flancos invertidos, gerando zonas de alto *strain* verificadas em campo como tectonofácies;
- iii. Em termos de metamorfismo, os l'C' mostram diferenças nas zonas deformadas, indicando gradientes de temperatura diferentes em vários setores da SMG, enquanto que diferenças relevantes nas paragêneses não são observadas;
- iv. Fluídos metamórficos e/ou energia suplementada através de *strain*, podem ter facilitado, via progressão de reações, o crescimento de novos minerais e a completa transformação da illita em seus polítipos, até atingir cristalinidades típicas de muscovita;
- v. Os gradientes metamórficos estudados são desequilibrados devido a diferentes gradientes de temperatura, onde reações próximas as condições de equilíbrio ocorrem apenas em faixas restritas;
- vi. O grau metamórfico e a pressão estimada são superiores no metamorfismo M<sub>1</sub> nas rochas estudadas, indicando que a atuação do evento M<sub>2</sub> nos locais de estudo é incipiente.

## REFERÊNCIAS

- Ackermann L., Langer K., Rieder M. 1993. Germanium muscovites with excess hydroxyl water,  $KAl_2[Ge_3-xAl_xO_{10-x}(OH)(OH)_2]$  and the question of the excess OH in natural muscovites. *European Journal of Mineralogy*. **5**:19-20.
- Árkai P. 1991. Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *Journal of Metamorphic Geology*. **9**: 723-734.
- Árkai P., Ferreiro Mählmann R., Suchy V., Balogh, K., Sykorová J., Frey M. 2002. Possible effects of tectonic strain on phyllosilicates: a case study from the Kandersteg area, Helvetic Domain, Central Alps, Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische*. **82**: 273–290.
- Bahniuk A.M. 2007. *Controles geológicos da carstificação em metadolomitos da Formação Capiu – Neoproterozoico, região metropolitana de Curitiba/PR*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná. 138p.
- Basei M.A.S., Siga Jr O., Machiavelli A., Mamcini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*. **22**(2): 216-221.
- Basei M.A.S., Citroni S.B., Siga Jr O. 1998. Stratigraphy and age of fini-proterozoic basins of Paraná and Santa Catarina States. Southern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Sér. cient.* São Paulo, **29**:195-216.
- Basei M.A.S., Siga Jr O., Kaulfuss A., Cordeiro H., Nutman A., Cury L.F., Prazeres Filho H.J., Passareli C.R., Harara O.M.M., Reis Neto J.M., Weber W. 2003. Geochronology and isotope geochemistry of Votuverava and Perau Mesoproterozoic basins, Southern Ribeira belt Brazil. In: IV SSAIG,2, Short-Papers, p. 501-504.
- Battaglia S., Leoni L., Sartori F. 2004. The Kübler index in late diagenetic to low-grade metamorphic pelites: a critical comparison of data from 10 and 5 peaks. *Clays and Clay Minerals*, **52**(1):85-105.
- Bailey, S. W. 1962. The status of clay mineral structures. In: national conference of clay and clay minerals, 14th, 1966, Nova York. Proceedings... New York: Pergamon, p. 1-23.
- Bailey, S. W. 1984. Structures of layer silicates. In: BRINDLEY, G. W.; BROWN, G. (Orgs.). Crystal structures of clay minerals and their X-ray diffraction. 2. ed. London: Mineralogical Society, 1984. Monograph n.5 p. 249-304.
- Bayan R., Hower J. 2012. Illite crystallinity and coal metamorphism for selected central Appalachian coals and shales. *International Journal of Coal Geology*. **94**:167-172.
- Belmar M. 2002. *Low-grade metamorphism in Central Chile at 35S*. Tese de PhD . University of Basel, Switzerland. 189pp.
- Bigarella J.J., Salamuni R. 1956. Estudos preliminares da Série Açungui. v. estruturas organogenas nos dolomitos da Formação Capiu (estado do Paraná). *Dusenía*, Curitiba, **7**(6):17-23.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1958. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui (estado do Paraná). *Bol. Paulista de Geografia*. **29**:3-19.
- Bigarella J.J.; Salamuni R. 1967. Sumário das estruturas sedimentares singenéticas no Grupo Açungui. *Bol. Paranaense de Geociências*. **23/25**:151-155.
- Campanha G.A.C., Gimenez Filho A., Caetano S.L.V., Pires F.A., Dantas A.S.L., Teixeira A.L., Dehira L.K. 1985. Geologia das Folhas Iporanga (SG.X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22- X-B-VI-1) São Paulo, PROMINÉRIO/Instituto de Pesquisas Tecnológicas. Relatório 22.352.
- Campanha G.A.C., Gimenez Filho A., Caetano S.L.V., Pires F.A., Dantas A.S.L., Teixeira A.L., Dehira L.K. 1986. Geologia e estratigrafia da região das folhas Iporanga e Gruta do Diabo, Vale da Ribeira, São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Anais. Goiânia, SBG. **2**:1058-1073.

- Campanha G. A. C. 1991. *Tectônica Proterozóica no Alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 296p.
- Campanha G.A., Sadowski G.R. 1999. Tectonics of the Southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*. **98**: 31-51.
- Campanha G.A.C., Basei M.S., Tassinari C.C., Nutman A.P., Faleiros F.M. 2008. Constraining the age of the Iporanga Formation with SHRIMP U-Pb zircon: implications for possible Ediacaran glaciation in the Ribeira Belt, SE Brazil. *Gondwana Research*. **13**:117–125.
- Campanha G.A.C., Basei M.A.S., Faleiros F.M., Nutman A.P. 2016. The Mesoproterozoic to Early Neoproterozoic passive margin Lajeado Group and Apiaí Gabbro, Southeastern Brazil. *Geoscience Frontiers*. **7**:683-694.
- Castro L.G., Ferreira F.J.F., Cury L.F., Fiori A.P., Soares P.C., Lopes A.P., Oliveira M.J. 2014. Interpretação qualitativa e semiquantitativa dos dados aeromagnéticos sobre a Zona de Cisalhamento Lancinha, Porção meridional do Cinturão Ribeira no Estado do Paraná, Sul do Brasil. *Revista do instituto de geociências da USP*. Série Científica. São Paulo. **14**:3-18.
- Cury L.F., Kaulfuss G.A., Siga Jr O., Basei M.A.S., Harara, O.M.M., Sato, K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1,75 Ga em Granitoides Alcalinos Deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de Regimes Extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Revista do Instituto de Geociências USP*, Série Científica. **2**: 95-108.
- Cury L.F.; Siga Jr O., Sato K.; Basei M. A. S.; Prazeres Filho H.J. 2003. Geocronologia do Granito do Cerne - Implicações Tectônicas na Faixa de Dobramentos Apiaí (Leste do Estado do Paraná). In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste - VIII SGS, 2003, São Pedro - SP. Anais do VIII SGS. 1:50.
- Cury L.F. 2009. *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, São Paulo, 202p.
- Daitx E. C. 1996. *Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo-Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira, PR)*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, UNESP, São Paulo. 233p.
- Dalla Torre M., de Capitani C., Frey M., Underwood M.B., Mullis J., Cox C. 1996a. Very-low temperature metamorphism of shales from Diablo Range, Franciscan Complex, California: new constraints on the exhumation path. *Geological Society of America Bulletin*. **108**:578-601.
- Dalla Torre M., Ferreiro Möhlmann R., Ernst W. G. 1997. Experimental study on the pressure dependence of vitrinite maturation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**:2921–2928.
- Dedavid B.A., Gomes C.I.; Machado G. 2007. Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras - Materiais Poliméricos, metálicos e semicondutores - Porto Alegre: Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul. 60p.
- Dias M.V.F., Salazar O. 1987. Geologia da Sequência Antinha - Grupo Açungui, PR. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1987. Atas. Curitiba, SBG. **1**: 263-279.
- Dressel B.C. 2013. *Relações de colocação, deformação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, Leste do Paraná*. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 130p.
- Faleiros F.M. 2008. *Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP, PR)*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 306p.
- Faleiros F.M. Ferrari V.C., Costa V.S., Campanha G.A., 2011a. Geoquímica e petrogênese de metabasitos do Grupo Votuverava (Terreno Apiaí, Cinturão Ribeira Meridional): Evidências de uma bacia retroarco Calimínia. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP*, Série Científica. São Paulo. **22**(2): 135-155.

- Faleiros F.M.; Campanha G.A., Martins L., Vlach S.R.F., Vasconcelos P.M. 2011b. Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the Southern Ribeira Belt (SE Brasil): Evidence for terrane accretion and dispersion during the Gondwana assembly. *Precambrian Research*. **189**: 263-291.
- Fettes, D., Desmons J. 2007. Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms. Cambridge: Cambridge University Press. 244 p.
- Fiori A.P. 1991. *Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba, São Paulo*, Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências USP. 261p.
- Fiori A.P. 1992. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*. Curitiba - PR, **42**:07-27.
- Fiori A.P., Gaspar, L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. *Série Científica*. Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, **24**:1-19.
- Fiori A.P., Salamuni E., Fassbinder, E. 2003. Evolução Geológica do Grupo Açungui – PR. Atas. VII Simpósio de Geologia do Sudeste. São Paulo.
- Frey M., Teichmüller M., Teichmüller R., Mullis J., Künzi B., Breitschmid A. 1980. Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae Geologicae Helveticae* **73**:173–203.
- Frey M. 1987. Low temperature Metamorphism. – Chapman and Hall (editora), New York. 351 pp.
- Frey M. 1991. Low-grade metamorphism. Wiley (Editora). Londres. 328p.
- Fritzons Jr O., Piekarz G. F., Flacade D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva, PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. Anais. Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. 3:987-1001.
- Fuck R.A., Trein E., Marini O.J. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. **23/25**:183-219.
- Gharrabi M., Velde B., Sagon J.P. 1998. The transformation of illite to muscovite in pelitic rocks: constraints from X-ray diffraction. *Clays and clay minerals*. **46**:78-88.
- Gimenez Filho A., Teixeira W., Figueiredo M.C.H., Trevizoli Jr L.E. 1995. Geologia, Petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. *Revista Brasileira de Geociências*. **25**(2):92-106.
- Grathoff G. H., Moore D. M. 1996. Illite polytype quantification using Wildfire calculated X-ray diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals*, New York, v. 44, n. 6, p. 835-842.
- Greenwood H. J. 1976. Metamorphism at moderate temperatures and pressures. In D. K. Bailey and R. Macdonald, Eds., *The Evolution of the Crystalline Rocks*, p. 187-259. Academic Press, New York.
- Guidotti C.V. 1984. Micas in metamorphic rocks. In: Bailey S.W. Micas. *Mineral society of America, reviews in mineralogy*. **13**: 357-467.
- Guidotti C.V., Sassi F.P. 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*. **153**: 363-380.
- Guidotti C.V., Mazzoli C., Sassi F.P., Blencoe J.G. 1992. Compositional controls on the cell dimensions of 2M1 muscovite and paragonite. *European Journal of Mineralogy*. **4**(2): 283-297.
- Guimarães G.B. 2000. *As rochas granitoides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 218p.



- Guimarães S.B., Reis Neto J.M., Siqueira R. 2002. Caracterização dos estromatólitos da Formação Capiru (Proterozóico) nas regiões de Morro Azul e Morro Grande: leste do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. **51**:77-88.
- Gutiérrez-Alonso G, Nieto F. 1996. White-mica "crystallinity", finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain. *Journal of the Geological Society, London*. **153**: 287-299.
- Harara O.M.M., Basei M.A.S., Siga Jr O. 2001. First evidence for expressive Neoproterozoic intraplate mafic rocks and magma mixing in post-colisional A-PA type granites, southern Brazil: geochemistry, U-Pb (Zircon), Nd-Sr-O18 (zircon) isotope investigations. In: III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón, Chile. Extend Abstracts Volume, p. 157-160.
- Harara O.M.M., Siga Jr O., Basei M.A.S., Valey J.W., Sato K. 2002. From subduction to late and post collision settings: a record from neoproterozoic successive magmatic activities in the upper Rio Negro region (PR-SC), southern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, XXXI, Resumos Extendidos. João Pessoa, p. 310.
- Harara O.M.M., Siga Jr O., Basei M.A.S., Prazeres Filho H.J., Kaulfuss G.A., Passareli C.R., Cury L.F., Weber W. 2005. The record of proterozoic extensional events in the Luis Alves, Atuba, Southern Ribeira, and Northern Dom Feliciano Belts, Brazil: evidences from U-Pb ages of felsic and mafic magmatic rocks with intra-plate lithochemical signatures. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos 10, Curitiba, PR, Brasil, SBG, 363-366.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M., 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 257-266.
- Heilbron M., Valeriano C.M., Tupinambá M., Siga Jr O., Trouw R.A.J. 2008. Correlation of neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. *London Geological Society Special Publications*. **294**(1):211-237.
- Holdaway M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram. *American Journal of Science*. **271**:97- 131.
- Jaboyedoff M., Bussy F., Kübler B., Thelin P.H. 2001. Illite "crystallinity" revisited. *Clays and Clay Minerals*, **49**(2):156-167.
- Juschaks L. 2006. *Fácies, estruturas biogênicas e modelos deposicionais dos Metadolomitos da Formação Capiru – Grupo Açungui, Neoproterozoico do Paraná*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 100p.
- Juster T.C., Brown P.E., Bailey S.W. 1987. NH<sub>4</sub>- bearing illite in very low grade metamorphic rocks associated with coal, northeastern Pennsylvania. *American Mineralogist*. **72**: 555-565.
- Kalfuss G.A. 2001. Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 115p.
- Kisch H.J. 1983. Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (Burial Metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: Larsen G. & Chilingar G.V. (eds.) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments in Sedimentology, 25B. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company; Oxford, New York. 572 p.
- Kisch H.J. 1987. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed.) Low Temperature Metamorphism . Glasgow: Blackie, p. 227–300.
- Kisch J. 1991. Calibration of the anchizone a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**:31-46.
- Klug H.P., Alexander E.L. 1974. X-Ray diffraction procedures: for polycrystalline and amorphous materials. 2<sup>nd</sup>. Edition. Wiley, 992p.
- Kretz R. 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. **68**: 277–279.

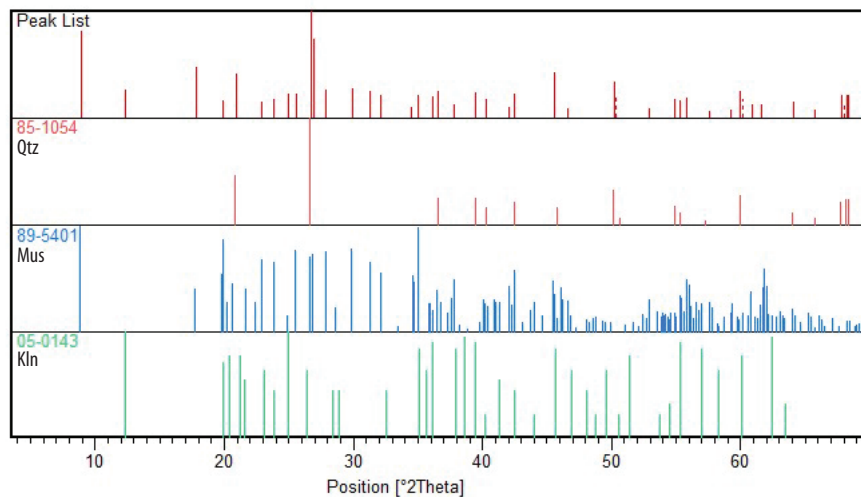
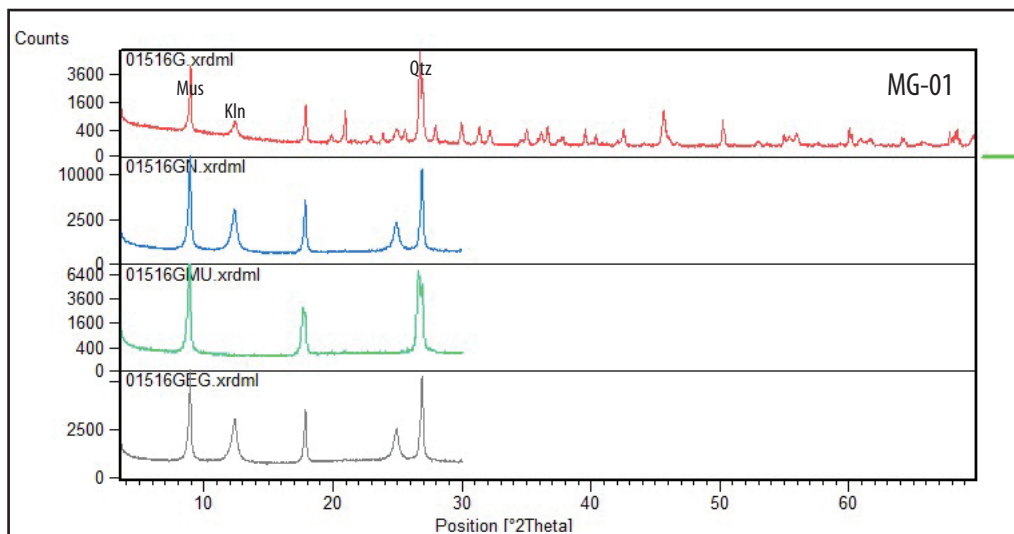
- Kübler B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, **19**:1093 – 1112.
- Kübler B. 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité d'illite. *Bull. Centre Rech. Pau- S.N.P.A.* **2**: 385-397.
- Lee J.I., Lee Y.I. 2001. Kübler illite “crystallinity” index of the cretaceous Gyeongsang basin, Korea: implications for basin evolution. *Clays and Clay Minerals*, **49** (1):36 – 43.
- Lange L.L. 2015. Análise do registro sedimentar e tectônico das unidades siliciclásticas da Formação Capiu, porção central de Almirante Tamandaré – PR. (Trabalho de Conclusão de Curso). Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Graduação de Geologia, 84p.
- Leandro R. 2016. Caracterização tectonoestratigráfica das sequências terrígenas do Conjunto Morro Grande, Formação Capiu – PR. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Paraná. 121p.
- Leandro R., Santos L.R., Cury L.F. 2017. *Em prep.* A sequência terrígena Capiu: Registro de ambiente estuarino do Esteniano (1.08 – 1.20 Ga.) na região de Morro Grande – Norte de Curitiba/PR.
- Maresch W. V. 1977. Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. *Tectonophysics*. **43**: 109- 125.
- Marini O.J., Trein E., Fuck R.A. 1967. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*. **23-25**:307-324.
- Marini O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul – PR. Rio Claro*. Tese (Doutorado em Geologia) - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras de Rio Claro, Universidade Estadual de São Paulo. 190p.
- Merriman R. J., Roberts, B., Peacor D. R., Hirons, S. R. 1995. Strain-related differences in the crystal growth of white mica and chlorite: a TEM and XRD study of the development of metapelitic microfabrics in the Southern Uplands thrust terrane, Scotland. *Journal of Metamorphic Geology* **13**: 559–576.
- Merriman, R.J., Frey, M. 1999. Pattern of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Low-Grade Metamorphism, M. Frey and D. Robinson, eds., Blackwell Science, Oxford, UK, 61-107.
- Merriman R. J., Peacor D. R. 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In Low-grade Metamorphism (eds M. Frey & D. Robinson), pp. 10–60. Oxford: Blackwell Sciences Ltd.
- Meunier A.; Velde B. 2004. Illite: Origins, evolution and metamorphism. Berlin: Springer. 287p.
- Miyashiro A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen & Unwin, London, 492 pp.
- Pádan A., Kisch H.J., Shagam R. 1982. Use of the lattice parameter *b* of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contributions to mineralogy and petrology*. **79**: 85-95.
- Peacor D.R. 1992. Diagenesis and low-grade metamorphism of shales and slates. In: Minerals and Reactions at Atomic Scale: Transmission Electron Microscopy, R.R. Buseck, ed., Mineralogical Society of America, Washington, D.C., 335- 380.
- Petri S., Suguio K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo. São Paulo, 98p. Convênio USP-DAEE.
- Piekarz G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais: 3682-3696.
- Potel S., Ferreira R., Stern W., Mullis J., Frey M. 2006. Very Low-grade Metamorphic Evolution of Pelitic Rocks under High-pressure/Low-temperature Conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*. **47** (5):991-1015.

- Poyatos D.M., Nieto F., Azor A., Simancas J.F. 2001. Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from the southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan belt). *Journal of the Geological Society, London*. **158**: 953-968.
- Prazeres Filho H.J. 2000. *Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Corregos, Estado do Paraná*. 180 f. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 180p.
- Prazeres Filho H.J., Harara O.M.M., Basei M.A.S., Passareli C.R., Siga Jr O. 2003. Litogeoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Corregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. **3**:51-70.
- Prazeres Filho H.J., Basei M.A.S., Passareli C.R., Harara O.M.M., Siga Jr O., CURY L.F. 2005. Granitos anorogênicos estaterianos (1,75 Ga) a norte do Batólito Três Corregos, Apiaí Mirim – São Paulo. In: X SNET, *Boletim de Resumos Expandidos*, p:370-37.
- Rainer T., Herlec U., Rantitsch G., Sachsenhofer R. Vabrec M. 2002. Organic matter maturation vs clay mineralogy: A comparison for Carboniferous to Eocene sediments from the Alpine – Dinaride junction (Slovenia, Austria). *Geologija*, **45**(2):513-518.
- Ramsay J.G.; Huber, M.I. 1997. The Techniques of Modern Structural Geology Vol. II. Folds and fractures. Academic Express, New York, 309p.
- Reis Neto J. M. 1994. *Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 253p.
- Ribeiro L.M.A.L. 2006. *Estudo geológico e geocronológico dos Terrenos Granito Gnáissicos e Sequências metavulcanossedimentares da região do Betara – Pr*. Dissertação (Mestrado) Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Robert J.L., Beny J.M., Della Ventura G., Hardy M. 1993. Fluorine in micas: crystal-chemical control of the OH-F distribution between trioctahedral and dioctahedral sites. *European Journal of Mineralogy*. **5**:7-18.
- Roberts B., Merriman R.J. 1985. The distinction between Caledonian burial and regional metamorphism in metapelites from north Wales: An analysis of isocryst patterns. *Journal of the Geological Society, London*. **142**:615-624.
- Robinson D., Merriman R.J. 1999. Low-temperature metamorphism: an overview. In: Frey M., e Robinson D. Low-grade metamorphism. Blackwell Science, Oxford (editora), 1-9.
- Sakaguchi A., Yanagihara A., Ujiie K., Tanaka I., Kameyama M. 2007. Thermal maturity of a fold-thrust belt based on vitrinite reflectance analysis in the Western Foothills complex, western Taiwan. *Tectonophysics*, **443**:220–232.
- Sassi F.P., Scolari A., 1974. The  $b_0$  value of potassium white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to mineralogy and petrology*. **45**:143-152.
- Sato K., Siga Jr O., Nutman A.P., Basei M.A.S., McCreath I., Kaulfuss G. 2003. The Atuba Complex, southern South American Platform: archean components and paleoproterozoic to neoproterozoic tectonothermal events. *Gondwana Research*., **6**(2): 251-263.
- Sato K., Silva J.A., McCreath I., Dunyl F., Ilzuka T., Rino S., Hirata T., Sproesser W., Basei M.A.S. 2009a. In situ isotopic analyses of U and Pb in zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  from the Ita quarry in the Atuba Complex. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. **39**(3):61-69.
- Scholl U. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Paraná. In: Simpósio Regional de Geologia, 3., São Paulo, 1981. Atas. São Paulo, I, 170-184 .

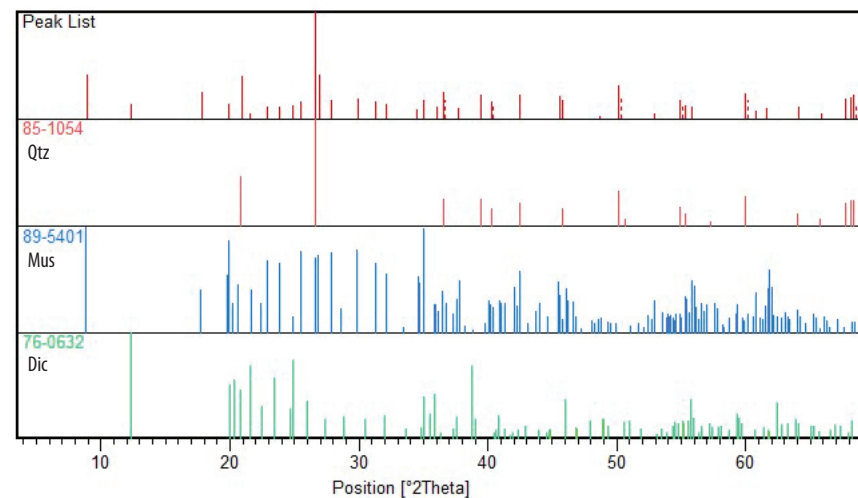
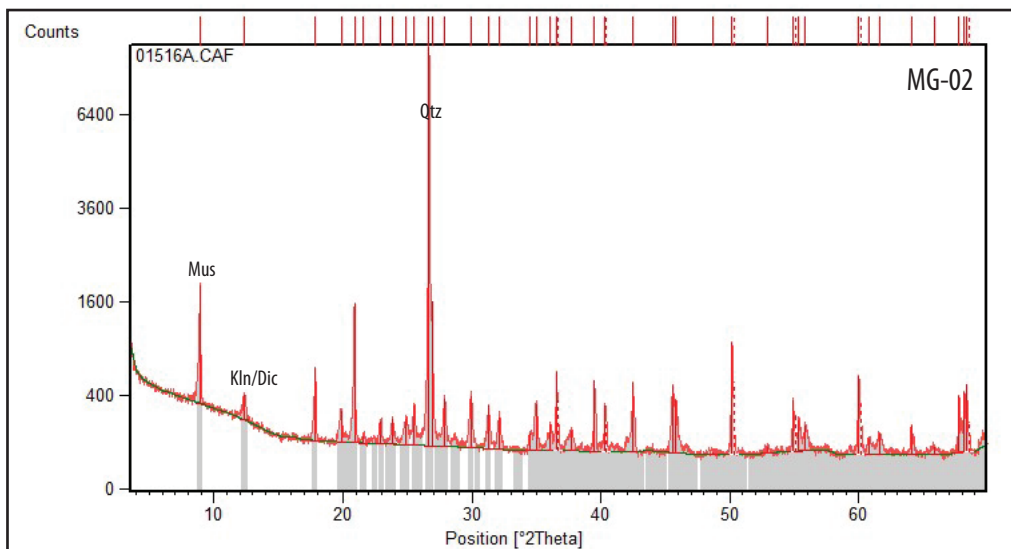
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*. **23**(3):215-223.
- Siga Jr 1995. *Os Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212p.
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Passareli C.R., Harara O.M. Sato K., Cury L.F., Prazeres Filho H.J. 2007. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (PR): implicações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*. **37**(1): 114-128.
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Cury L.F., Sato K., Passareli C.R. 2008. U-Pb Geochronology of Mesoproterozoic and Neoproterozoic Sequences of Southern Apiaí Fold Belt, Paraná State – South Brazil. In: SSAGI, *South American Symposium on Isotope Geology*, **6**:1-4.
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Passareli C.R., Sato K., Cury L.F., McCreath I. 2009. Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná-Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gondwana Research*. **15**: 197-208.
- Siga Jr O. 2010. *Geocronologia da porção sul do Terreno Apiaí: Implicações Tectônicas*. Tese de Livre-Docência. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. São Paulo, 89p.
- Siga Jr O., Cury L.F., McCreath I., Ribeiro L.M.A.L., Sato K., Basei M.A.S., Passareli C.R. 2011a. Geology and Geochronology of the Betara Region in South-Southeastern Brazil: Evidence for Possible Statherian (1.80-1.75 Ga) and Calymmian (1.50-1.45 Ga) Extension Events. *Gondwana Research*. **19**: 260-274.
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Sato K., Passareli C.R., Nutman A., McCreath I., Prazeres Filho H.J. 2011b. Calymmian (1.50-1.45Ga) magmatic records in Votuverava and Perau sequences south-southeastern Brazil: Zircon ages and Nd-Sr isotopic geochemistry. *Journal of South American Earth Sciences*. **32**:301-308.
- Siga Jr O., Basei M.A.S., Nutman A., Sato K., McCreath I., Passareli C.R., Liu D. 2011c. Extensional and Collisional Magmatic Records in the Apiaí Terrane, South-Southeastern Brazil: Integration of Geochronological U-Pb Zircon Ages. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*. **11**: 149-175.
- Silva I.E. 2010. *Estromatólitos registrados no Conjunto Litológico Rio Branco (Formação Capiru, Grupo Açungui)*. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em geologia, Universidade Federal do Paraná. 112p.
- Soares P.C. 1987. Sequências Tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. Atas. III Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Curitiba, **2**:743-771.
- Srondon J., Eberl D.D. 1984. Use of clay minerals in reconstructing geological processes: recent advances and some perspectives. *Clay Minerals*. London, **34**: 27-37, 1999.
- Srondon, J.; Bailey S.W. 1987. Illite Micas. 2. ed. Washington: Mineralogical Society of America, 1987. Reviews in Mineralogy. **13**: 495-544.
- Suchy V., Frey M., Wolf M. 1997. Vitrinite reflectance and shear-induced graphitization in orogenic belts: A case study from the Kandersteg area, Helvetic Alps, Switzerland. *International Journal of Coal Geology*, **34**:11-20.
- Suchy V., Arkai P., Ferreiro M., Balogh K., Sykorova J., Frey M. 2002. Possible effects of tectonic strain on phyllosilicates: a case study from the Kandersteg area, Helvetic Domain, Central Alps, Switzerland. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **82**:273–290.
- Summons R.E., Hallmann C. 2014. Organic geochemical signatures of early life on Earth. In: Treatise on Geochemistry, 2nd ed.; Turekian, K.K., Holland, H.D., Eds. Elsevier: Amsterdam, **12**:33–46.
- Taylor S. R., McLennan, S. H. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312 pp.

- Vasconcelos E.M.G, Gomes C.B. 1998. Diques e "plugs" alcalinos da região do Vale do Ribeira, divisa dos Estados do Paraná e São Paulo: química mineral. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, São Paulo.
- Vasconcelos C.S., Dehler N.M., Yamato A., Lopes Jr. I. 1999. Projeto Jacupiranga – Rio Guaraú (escala 1:50.000). Relatório Final. CPRM – São Paulo. 233p.
- Warr L. N., Rice, A. H. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*. **12**: 141–152.
- Watanabe K., Naraoka H., Wronkiewicz D.J, Condie K.C., Ohmoto H. 1997. Carbon, nitrogen, and sulphur geochemistry of Archean and Proterozoic shales from the Kaapvaal Craton, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**:3441–3459.
- Watt I. M. 1997. The Principles and Practice of Electron Microscopy. New York: Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> ed.
- Weaver C. E, Brockstra B. R. 1984. Illite-mica. In: WEAVER, C. E. et al. (Orgs.). Shale slate metamorphism in the Southern Appalachians. Amsterdam: Elsevier, p. 67-199.
- Weber W., Siga Jr O., Sato K., Basei M. A. S., Reis Neto J. M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region SP-Brazil: preliminary data. In: SOuth Americam Symposiun on isotopes geology 4. Salvador. Short Papers. **2**:706-709.
- Weber W., Siga Jr O., Reis Neto J.M., Basei M.A.S., Nutman A.P. 2004. A Formação Água Clara na Região de Araçáiba - SP: Registro U-Pb de Uma Bacia Mesoproterozóica. *Revista do Instituto de Geociências Geol. USP, Série Científica*, **4**:101-110.
- Williams K.L. 1987. Introduction to X-Ray Spectrometry. Allen and Unwin, London.
- Winkler H.G.F. 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks, 3rd ed. Springer, Berlin, 320 pp.
- Yamato A.A. 1999. Mapeamento geológico de parte da folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 98p.
- Yan S. 2004. A comparative study on the illite crystallinity and the clay mineral reflectance spectral index for subdividing the very low-grade metamorphic belt along the Lizhou-Hekou geological section in the Youjiang sedimentary basin, Guangxi, China. *Science in China*, **47**(9):834-845.

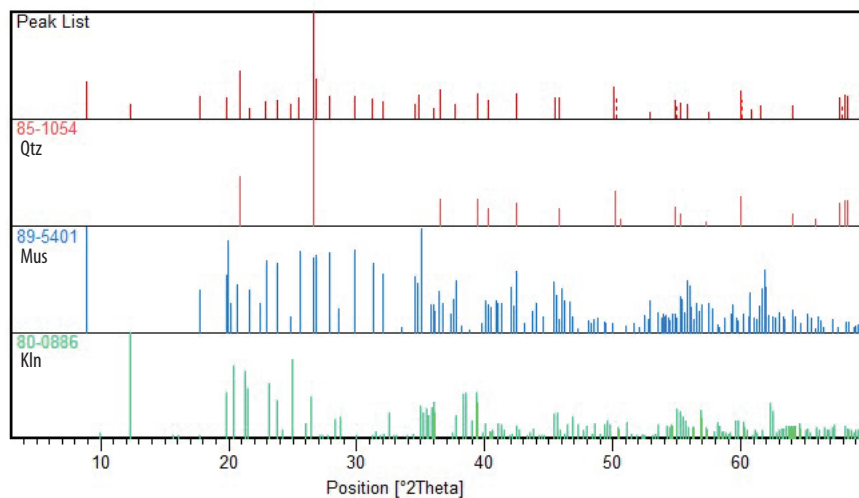
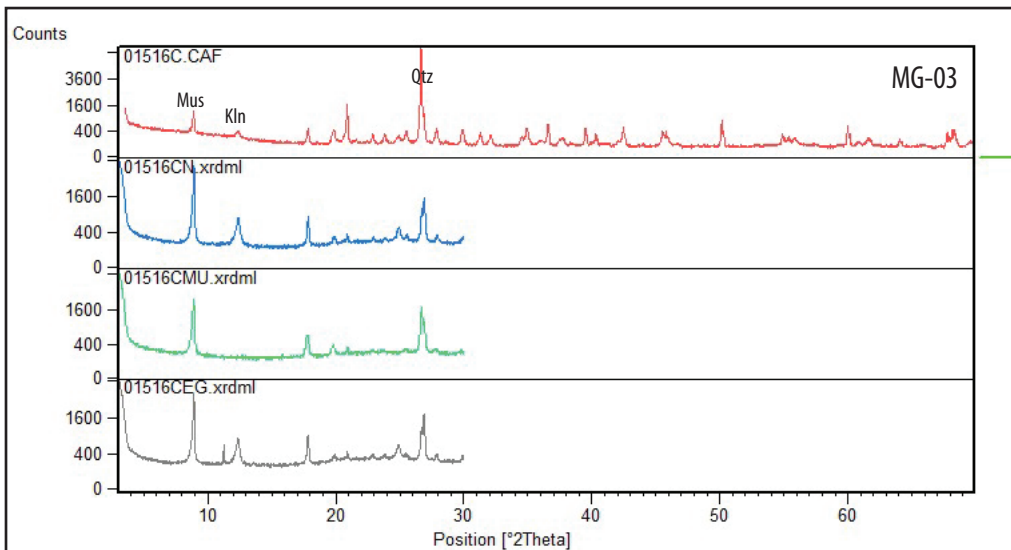
# ANEXO I



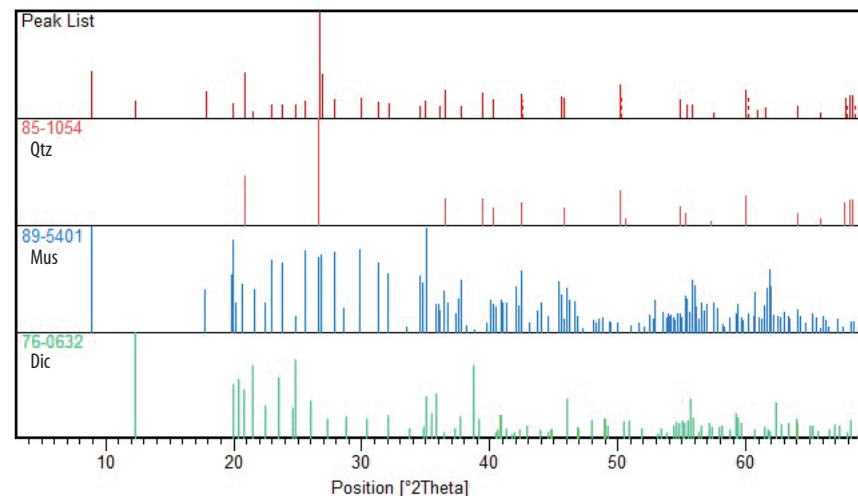
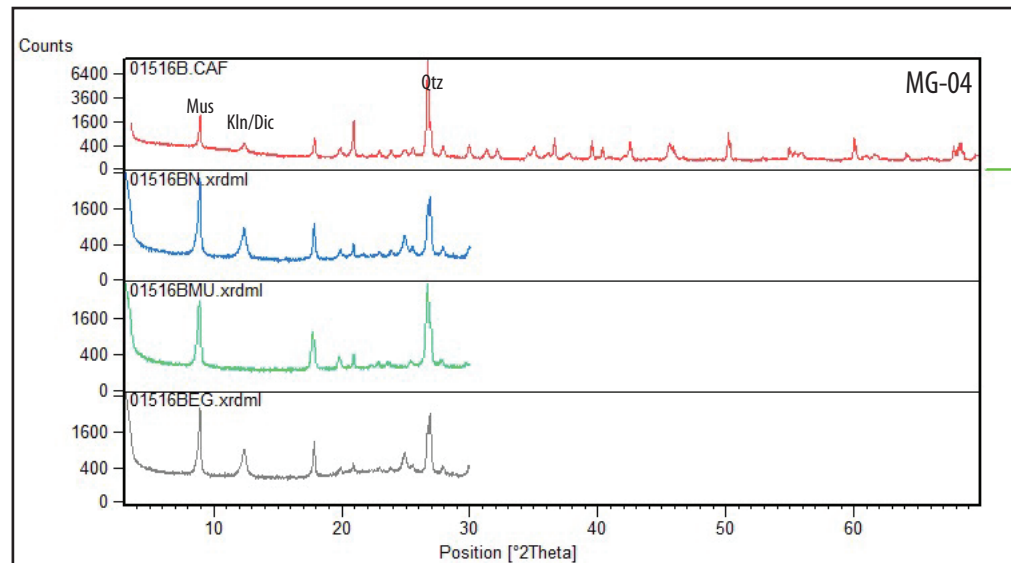
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	52	Quartz	0.000	0.456	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	47	Muscovite	0.000	0.161	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O <sub>0.28</sub> )
*	05-0143	Unmatched Strong	Kaolinite	0.000	0.032	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ( O H ) <sub>4</sub>



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	60	Quartz	0.000	0.514	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	48	Muscovite	0.000	0.095	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O <sub>0.28</sub> )
*	76-0632	28	Dickite	0.000	0.027	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ( O H ) <sub>4</sub>

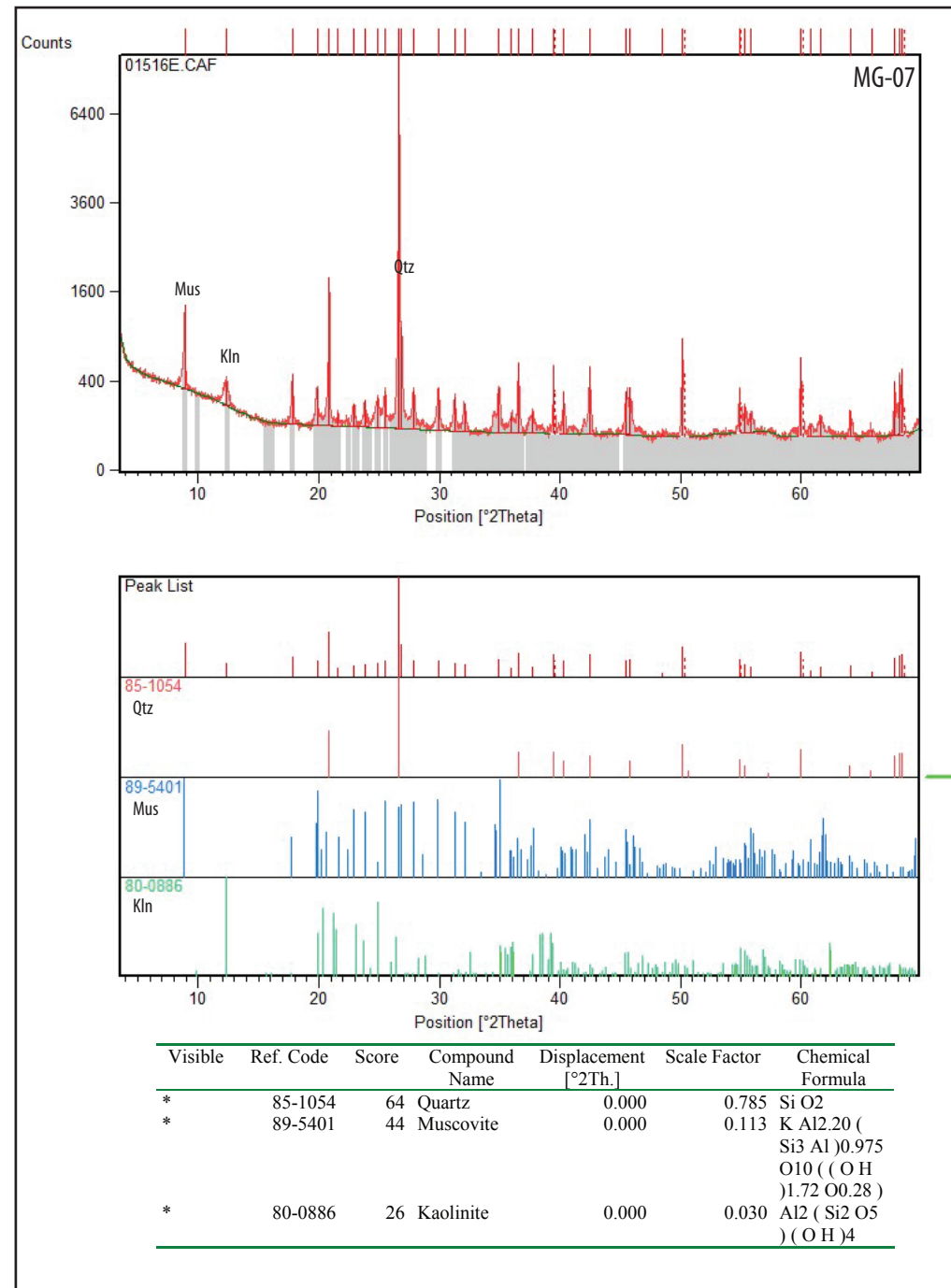
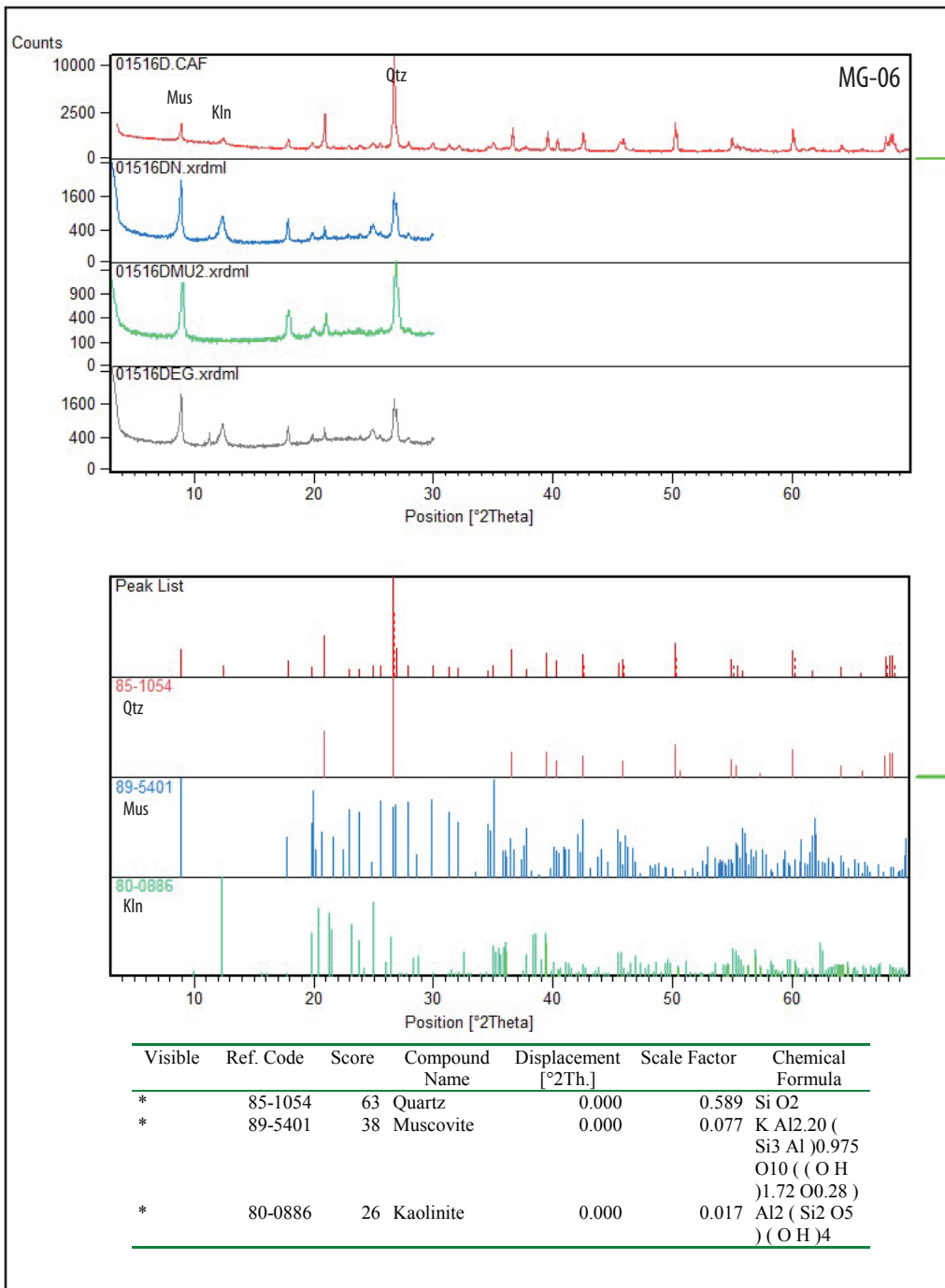


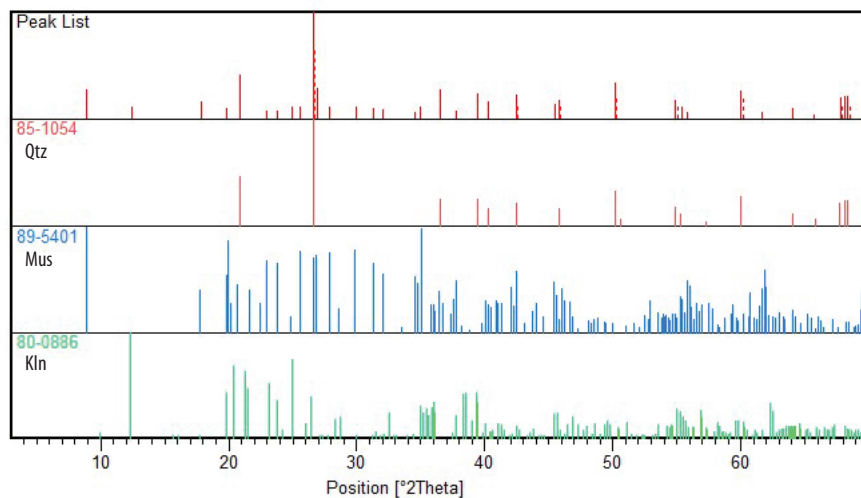
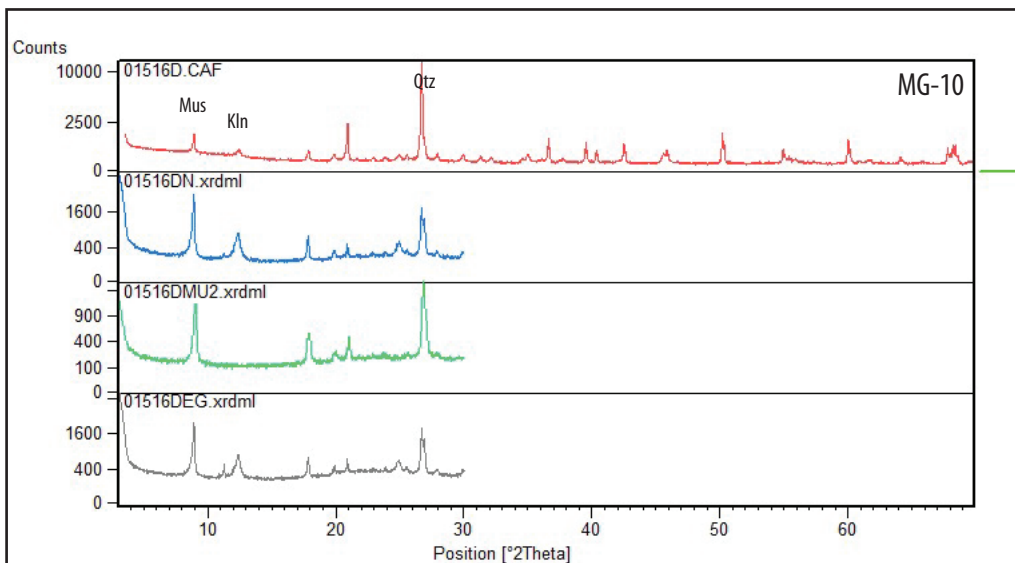
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	61	Quartz	0.000	0.994	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	43	Muscovite	0.000	0.146	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al ) <sub>0.975</sub> O <sub>10</sub> ( ( O H ) <sub>1.72</sub> O <sub>0.28</sub> )
*	80-0886	25	Kaolinite	0.000	0.036	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>



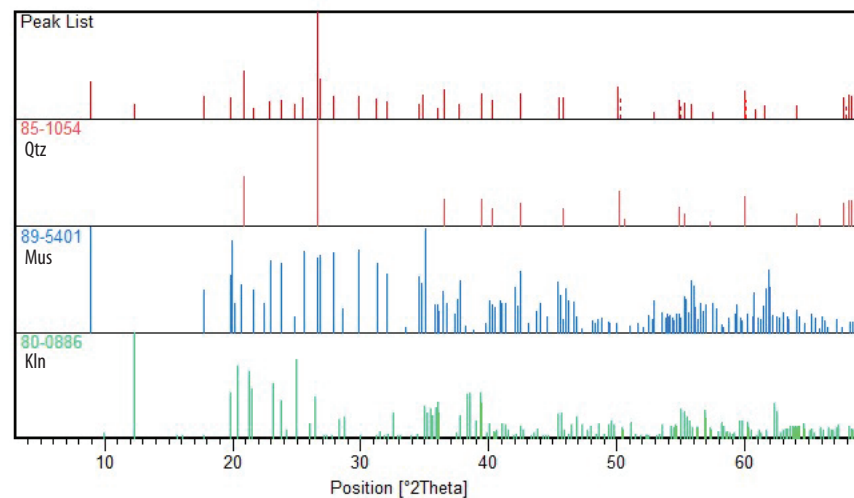
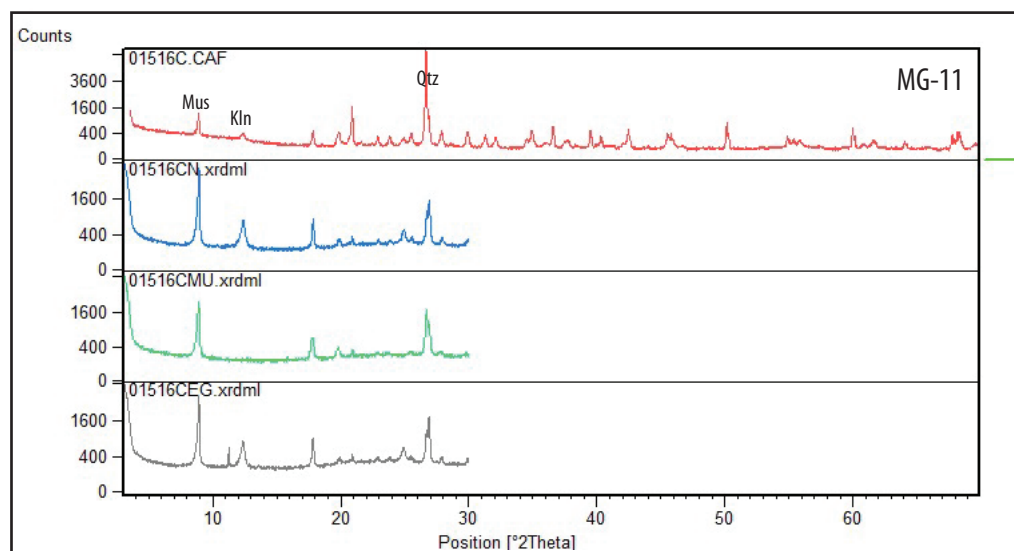
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	63	Quartz	0.000	0.581	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	49	Muscovite	0.000	0.106	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al ) <sub>0.975</sub> O <sub>10</sub> ( ( O H ) <sub>1.72</sub> O <sub>0.28</sub> )
*	76-0632	31	Dickite	0.000	0.031	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ( O H ) <sub>4</sub>



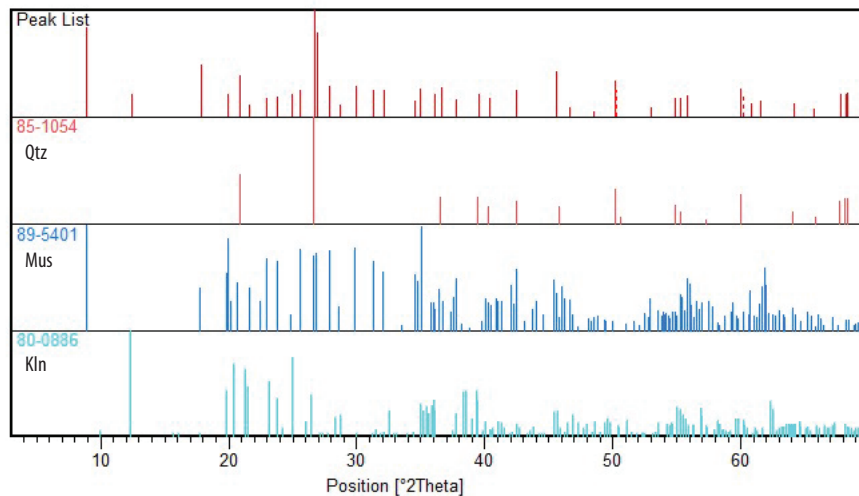
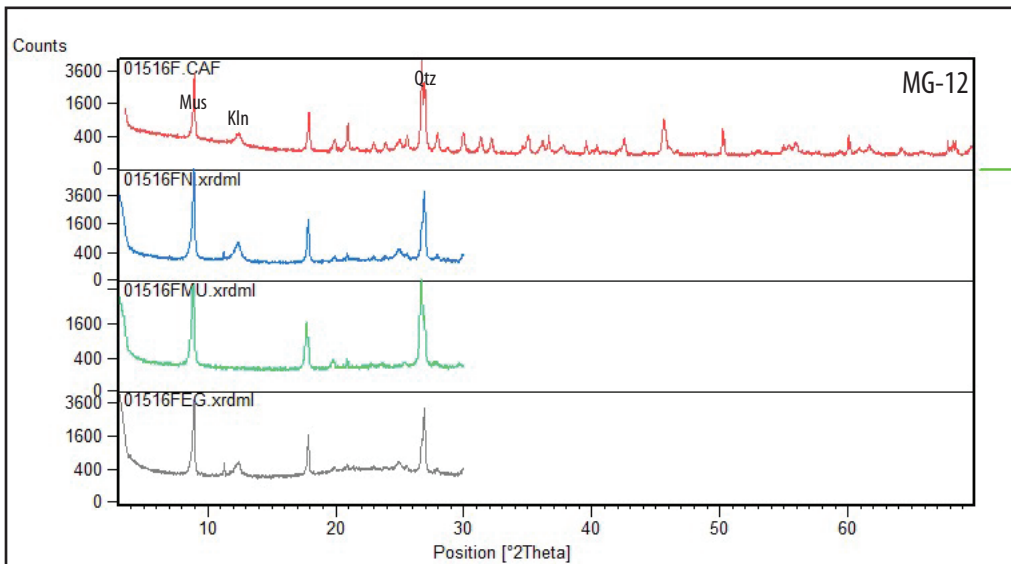




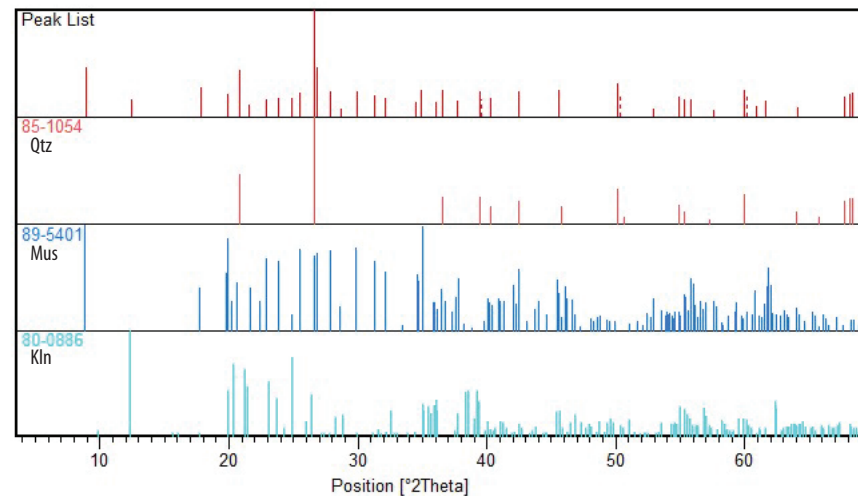
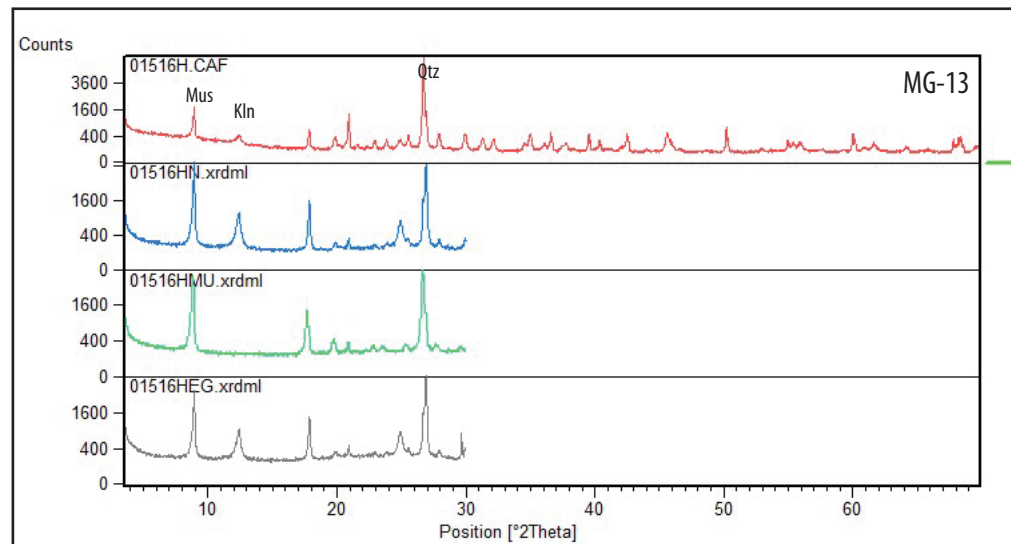
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	63	Quartz	0.000	0.589	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	38	Muscovite	0.000	0.077	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 ) Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>
*	80-0886	26	Kaolinite	0.000	0.017	



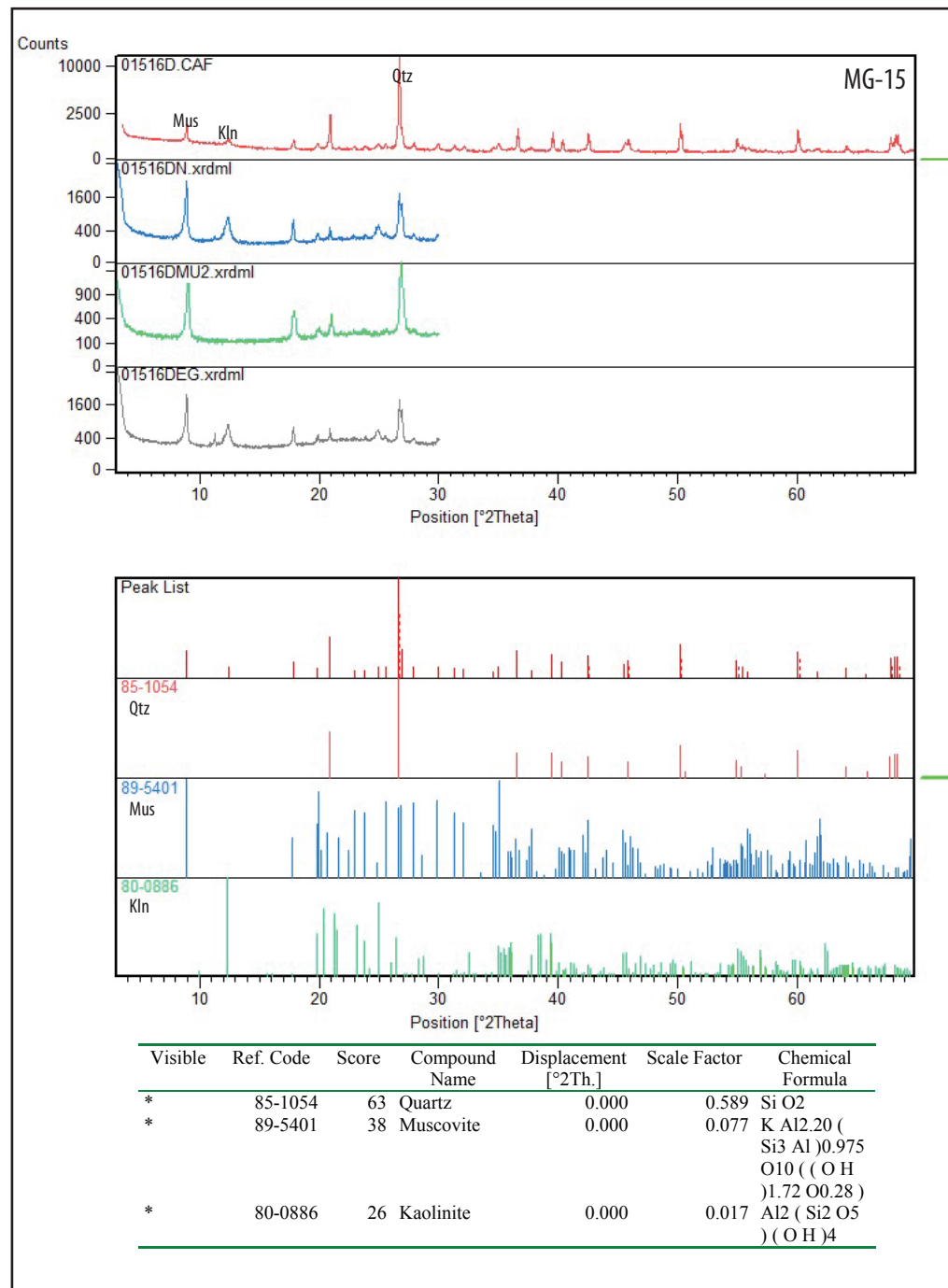
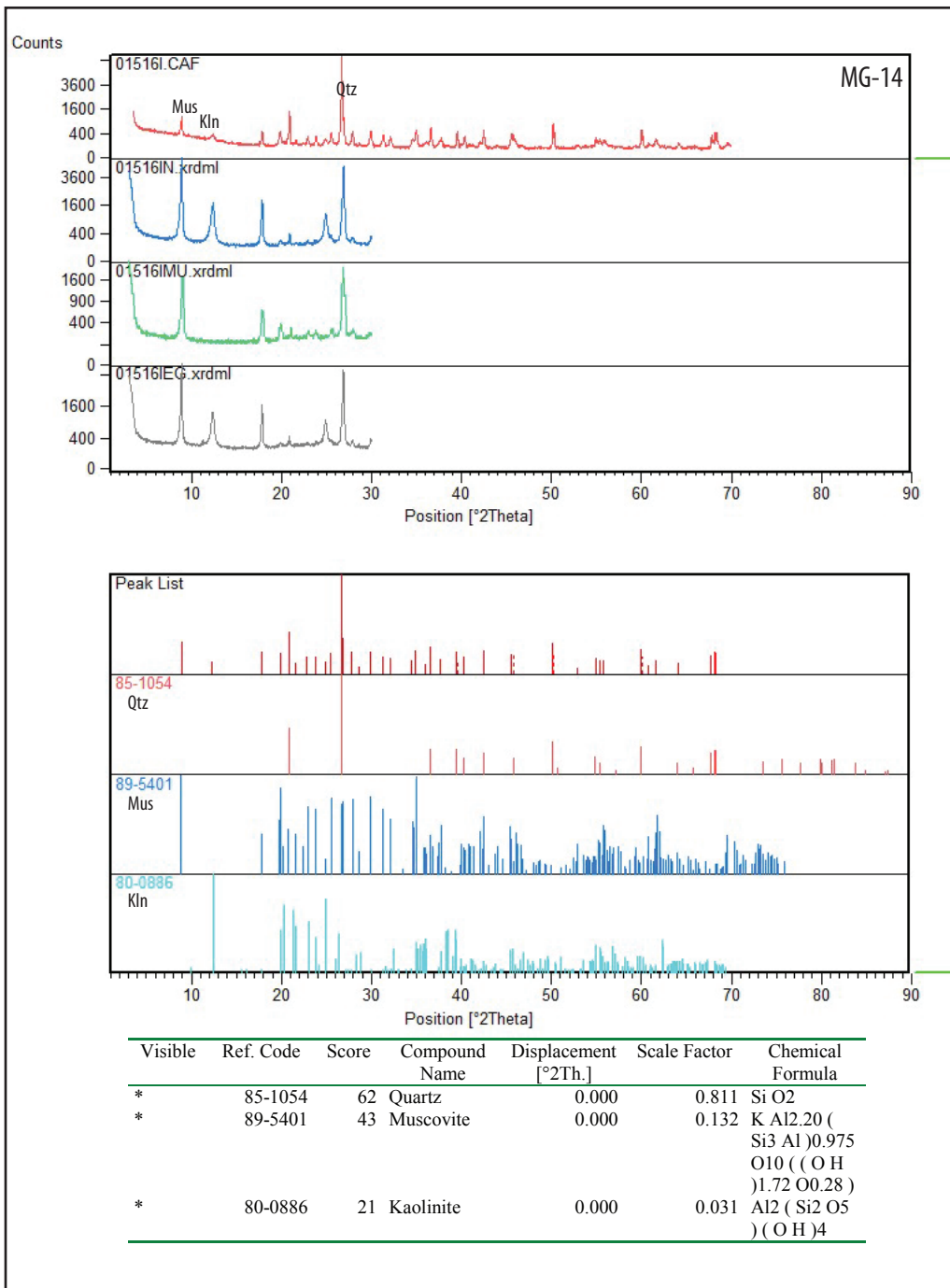
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	61	Quartz	0.000	0.994	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	43	Muscovite	0.000	0.146	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 ) Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>
*	80-0886	25	Kaolinite	0.000	0.036	

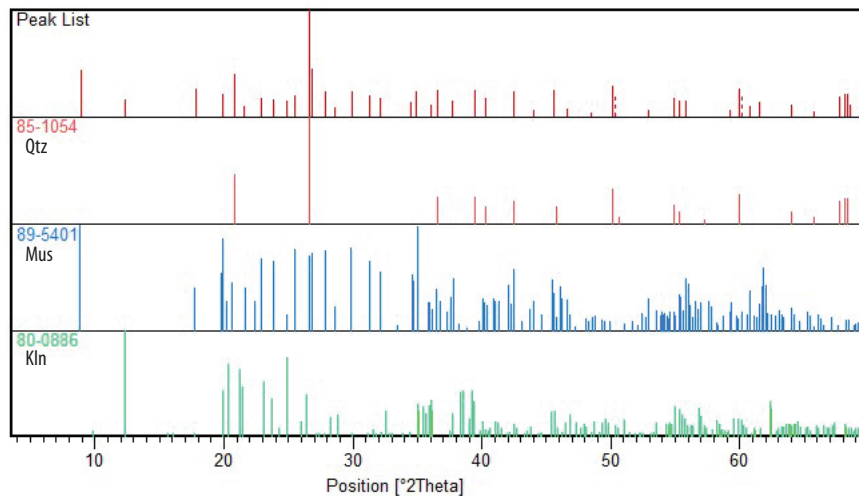
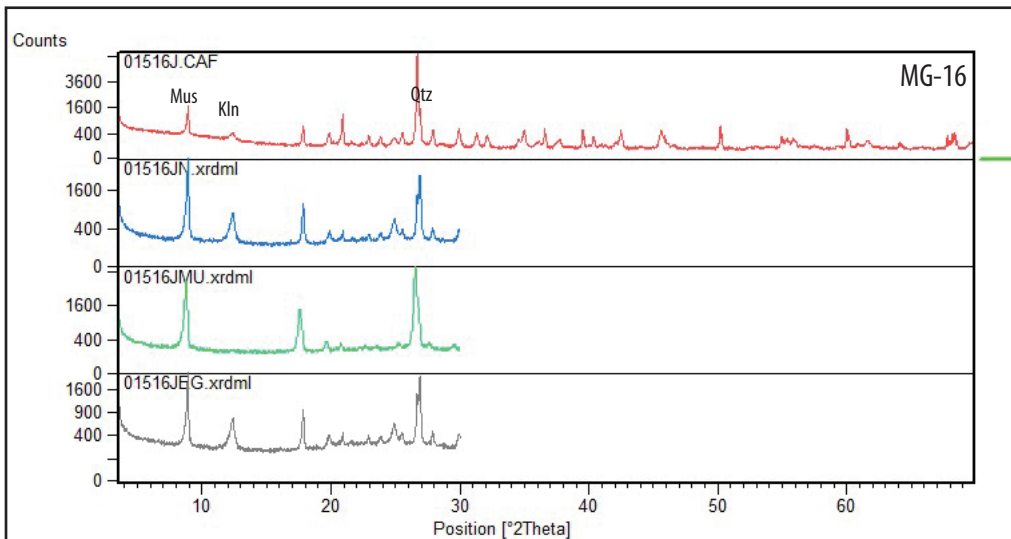


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	51	Quartz	0.000	0.430	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	49	Muscovite	0.000	0.172	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0886	17	Kaolinite	0.000	0.053	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>

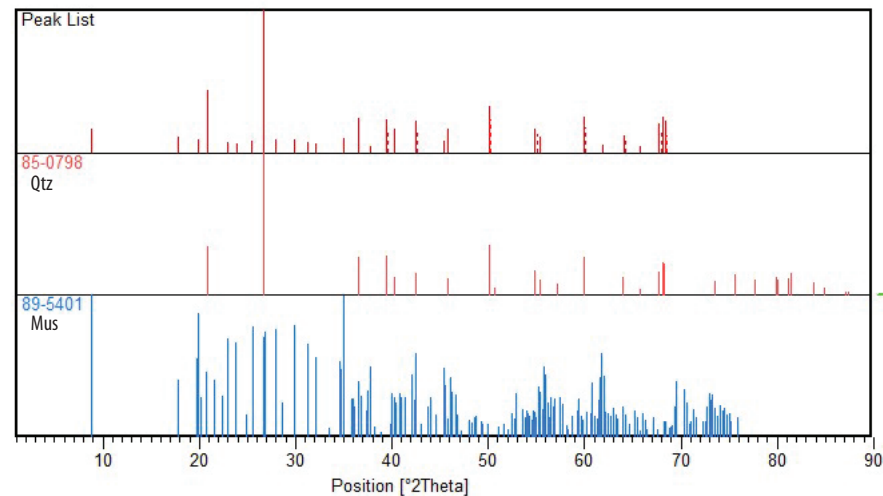
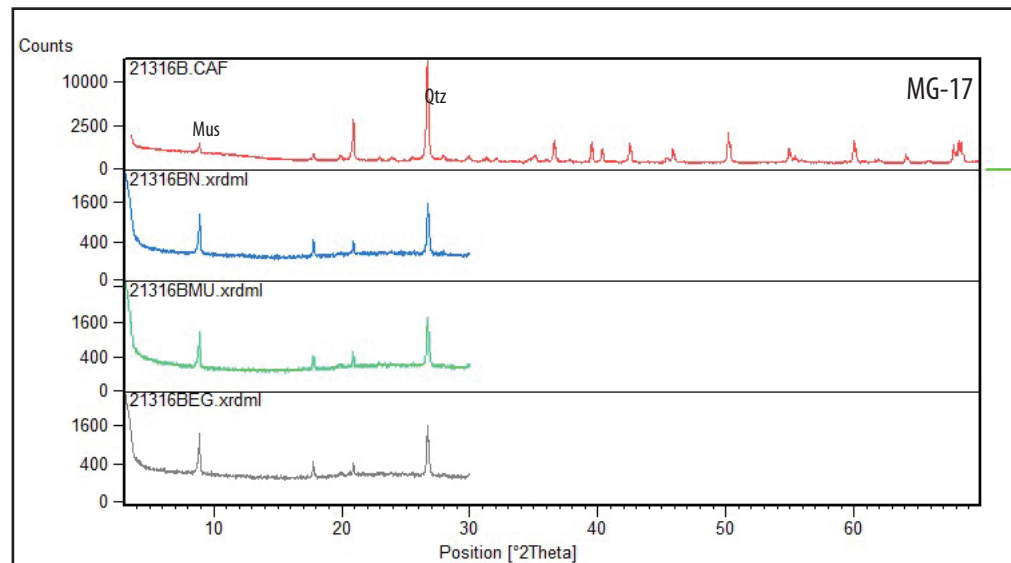


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	63	Quartz	0.000	0.814	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	48	Muscovite	0.000	0.155	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0886	23	Kaolinite	0.000	0.038	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>



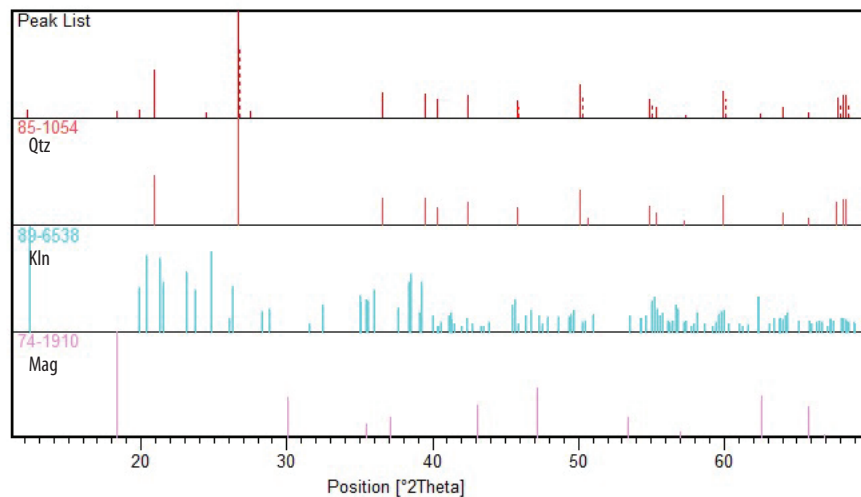
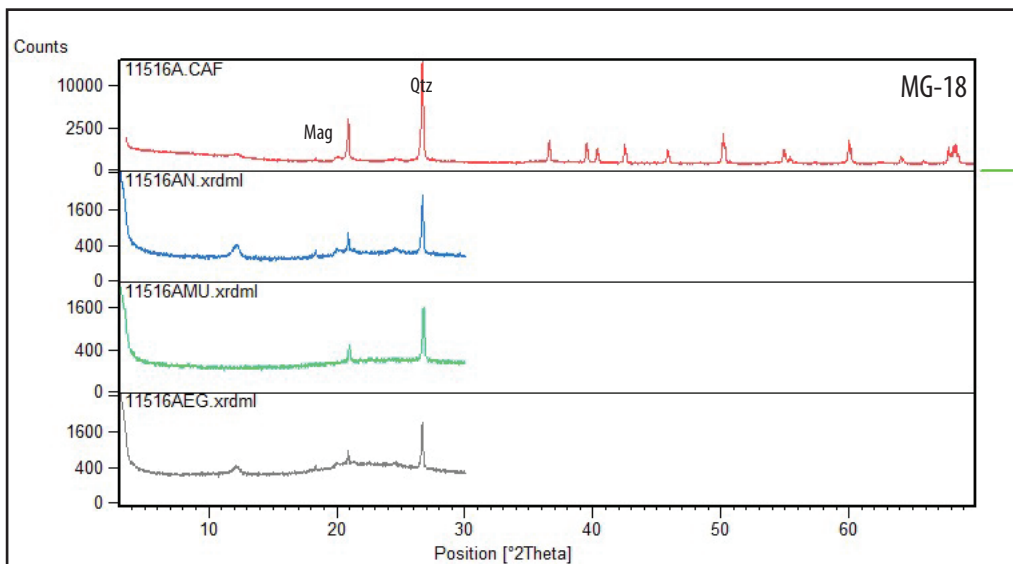


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	59	Quartz	0.000	0.826	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	49	Muscovite	0.000	0.146	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0886	24	Kaolinite	0.000	0.037	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>

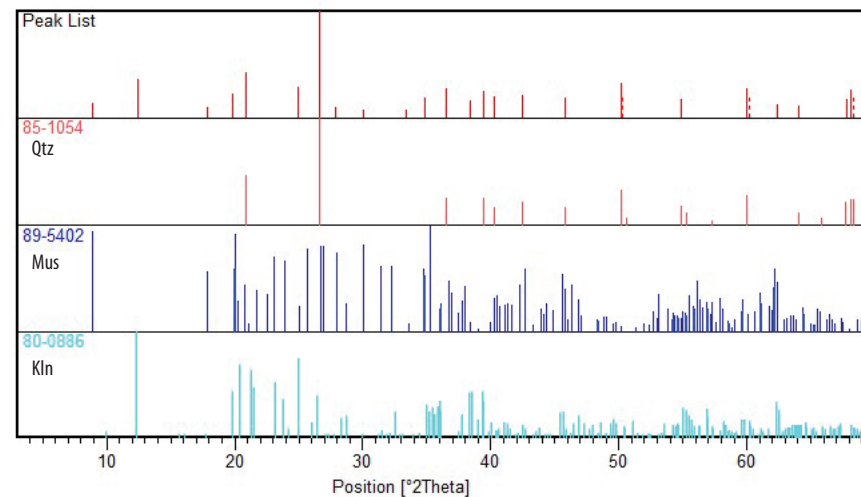
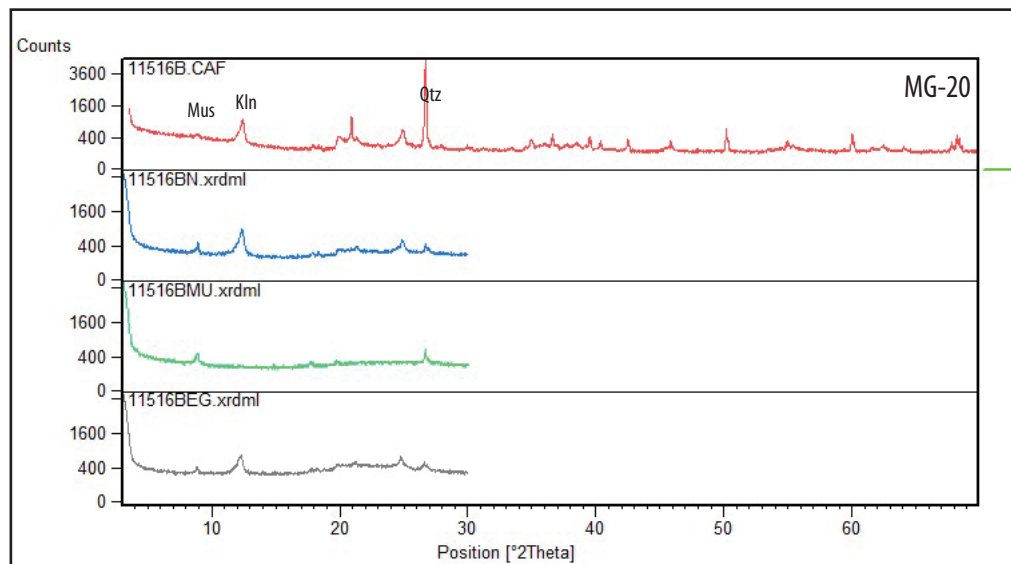


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-0798	67	Quartz	0.000	0.783	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	30	Muscovite	0.000	0.083	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )

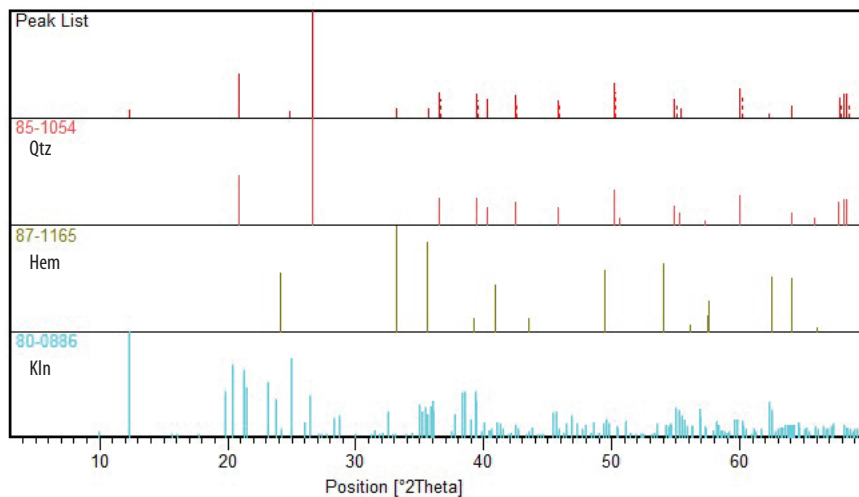
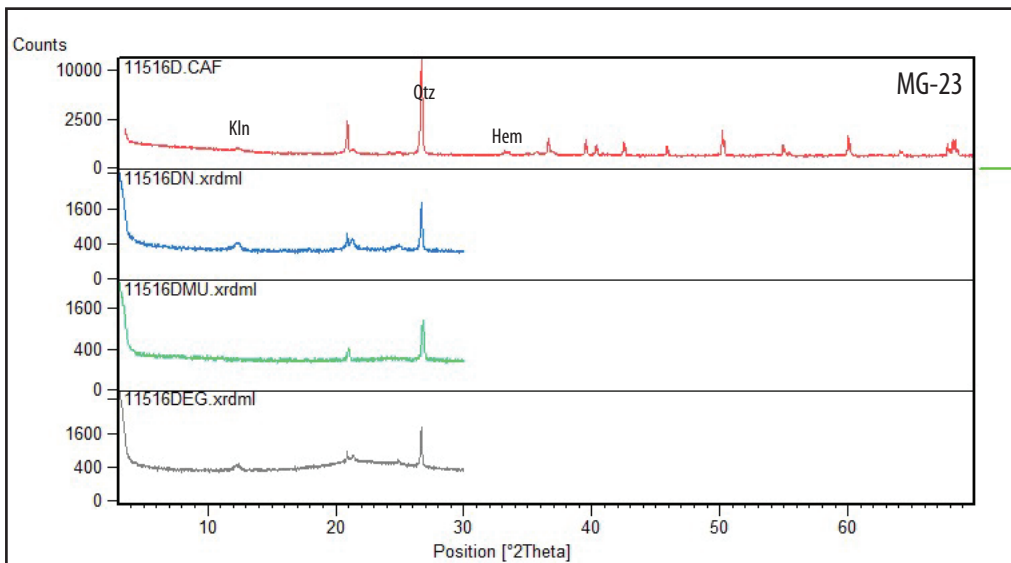




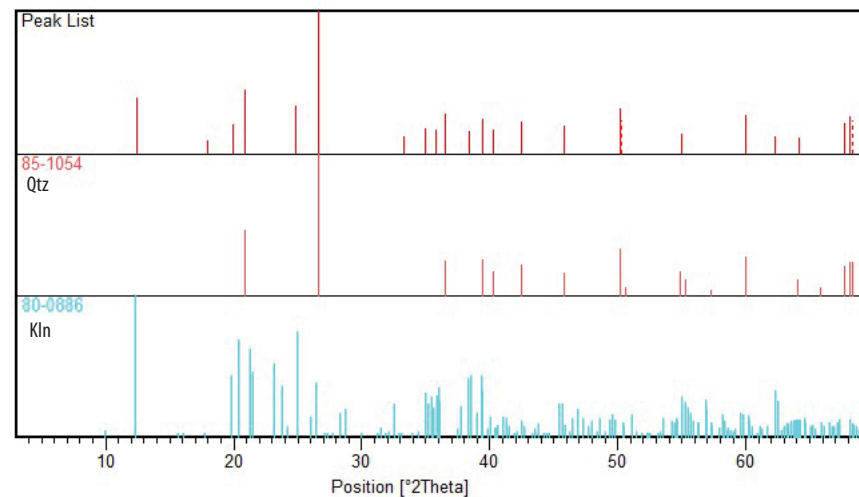
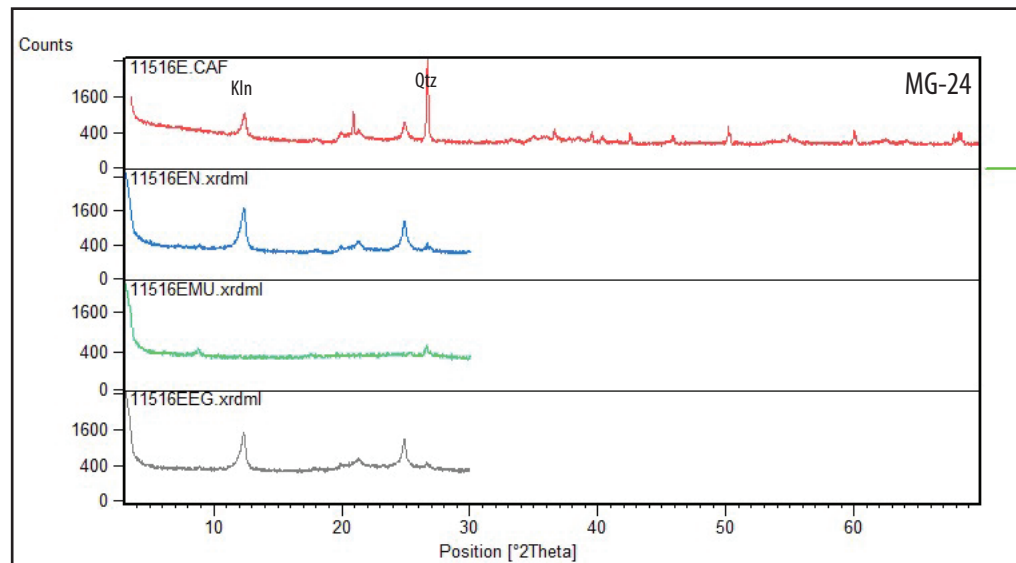
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	87	Quartz	0.000	0.825	Si O <sub>2</sub>
*	89-6538	16	Kaolinite	0.000	0.009	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>
*	74-1910	21	Magnetite	0.000	0.005	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>



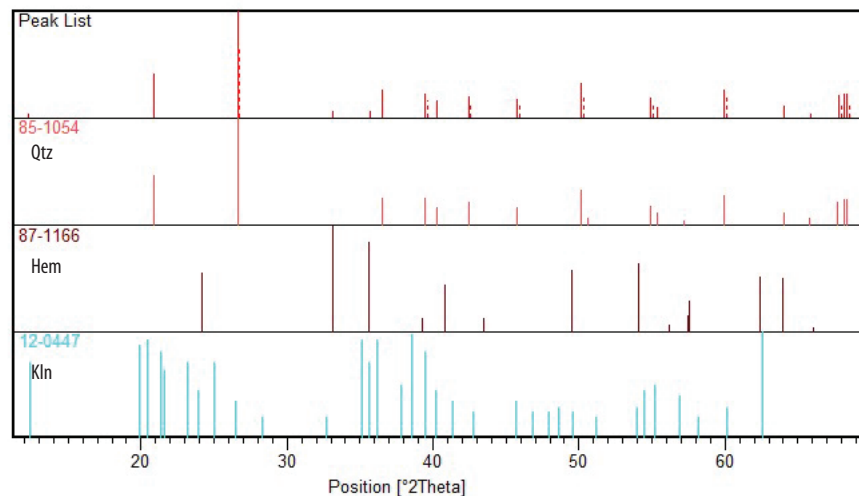
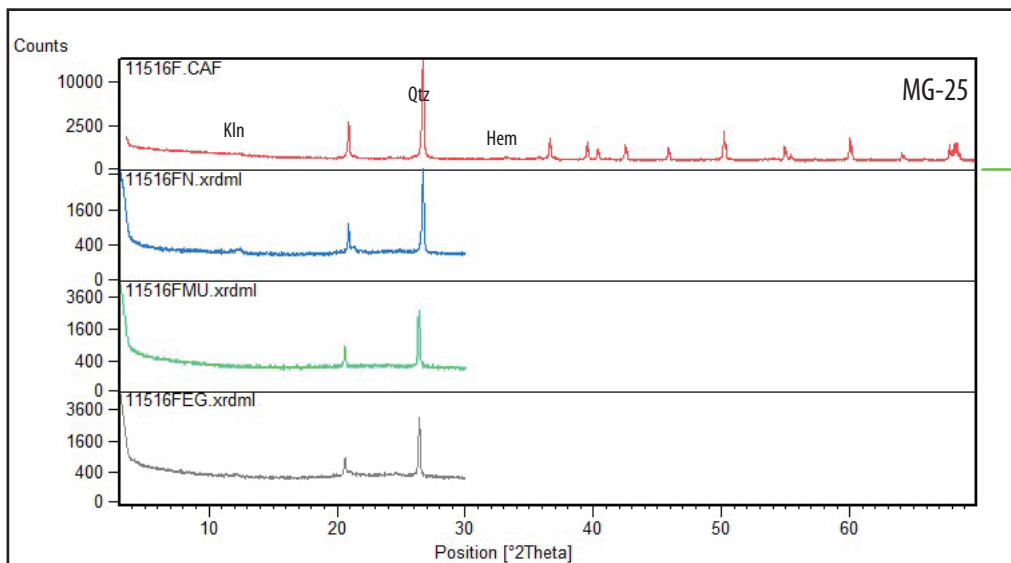
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	75	Quartz	0.000	0.719	Si O <sub>2</sub>
*	89-5402	23	Muscovite	0.000	0.035	K <sub>0.96</sub> Al <sub>1.88</sub> ( Si <sub>3</sub> Al ) <sub>0.955</sub> O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>1.8</sub> O <sub>0.2</sub> )
*	80-0886	32	Kaolinite	0.000	0.120	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>



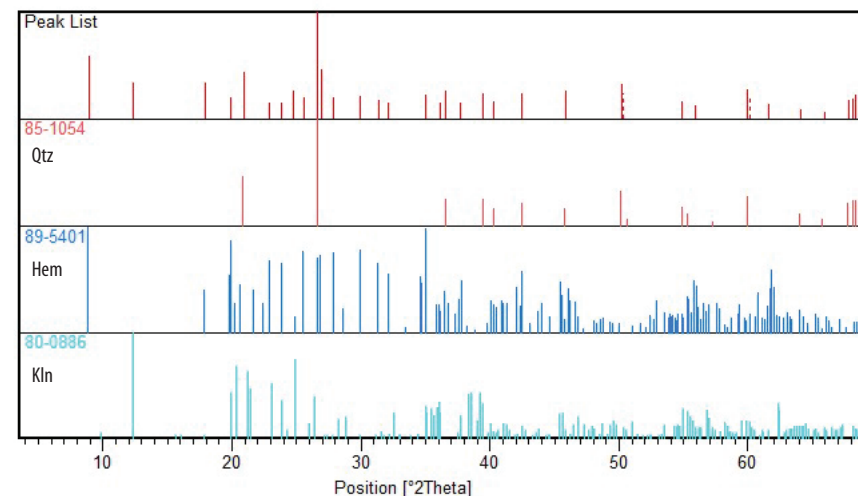
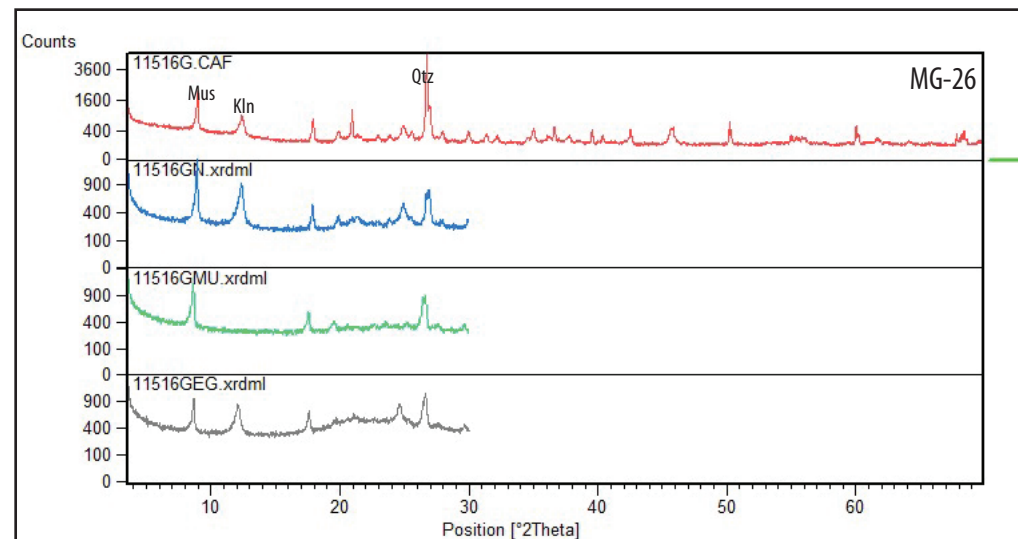
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	89	Quartz	0.000	0.630	Si O <sub>2</sub>
*	87-1165	32	Hematite	0.000	0.011	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
*	80-0886	20	Kaolinite	0.000	0.011	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( OH ) <sub>4</sub>



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	76	Quartz	0.000	0.695	Si O <sub>2</sub>
*	80-0886	32	Kaolinite	0.000	0.111	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( OH ) <sub>4</sub>

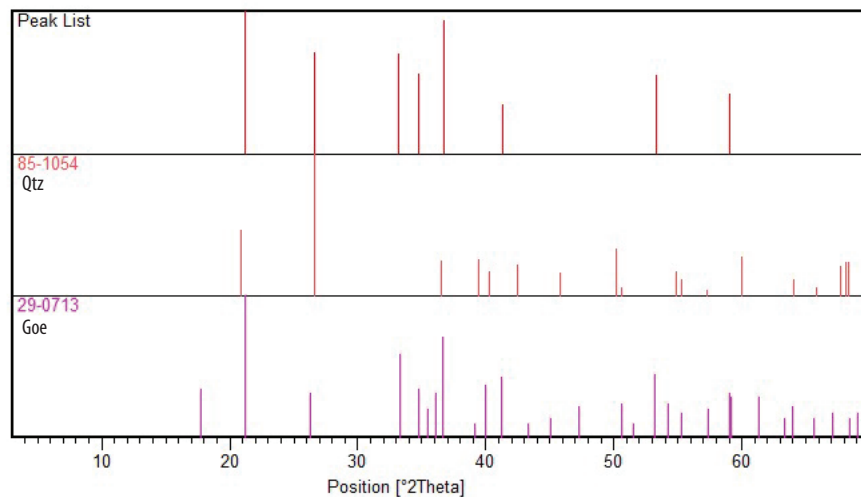
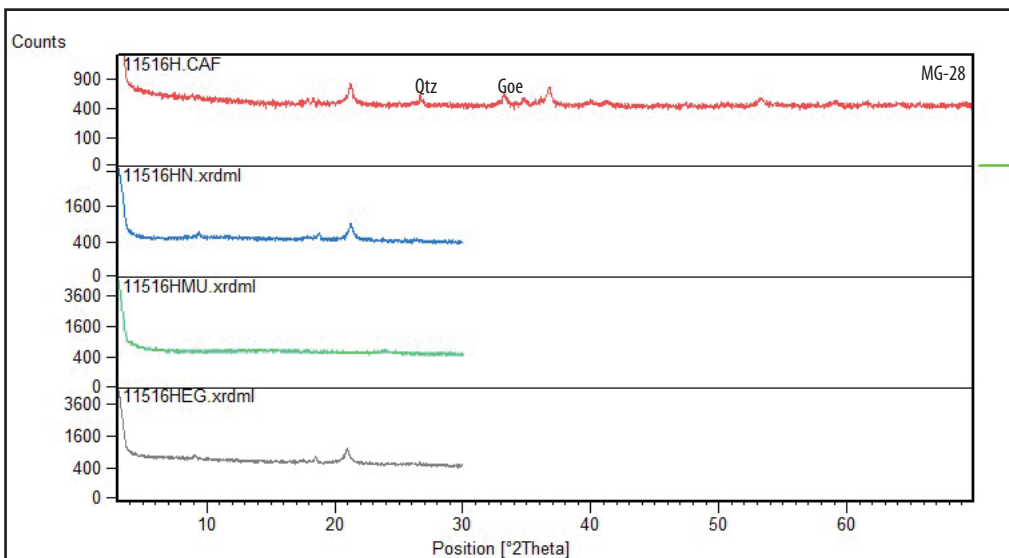


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	92	Quartz	0.000	0.707	Si O <sub>2</sub>
*	87-1166	24	Hematite	0.000	0.004	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
*	12-0447	16	Kaolinite 1T	0.000	0.005	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>

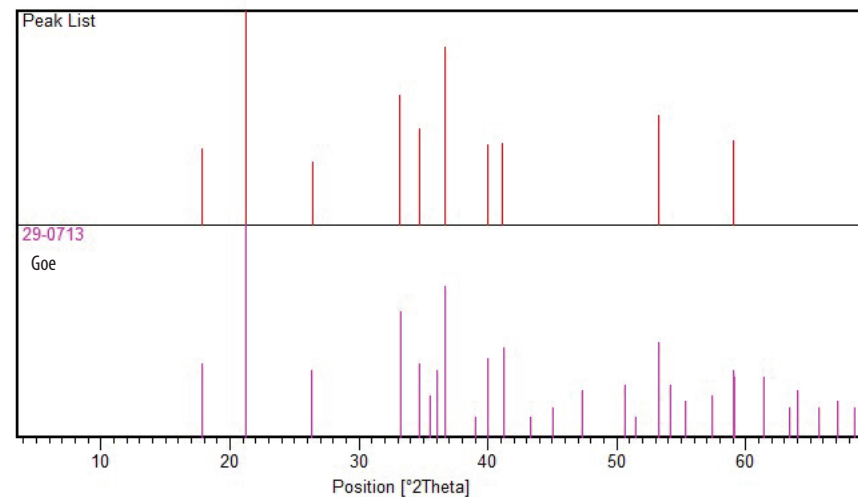
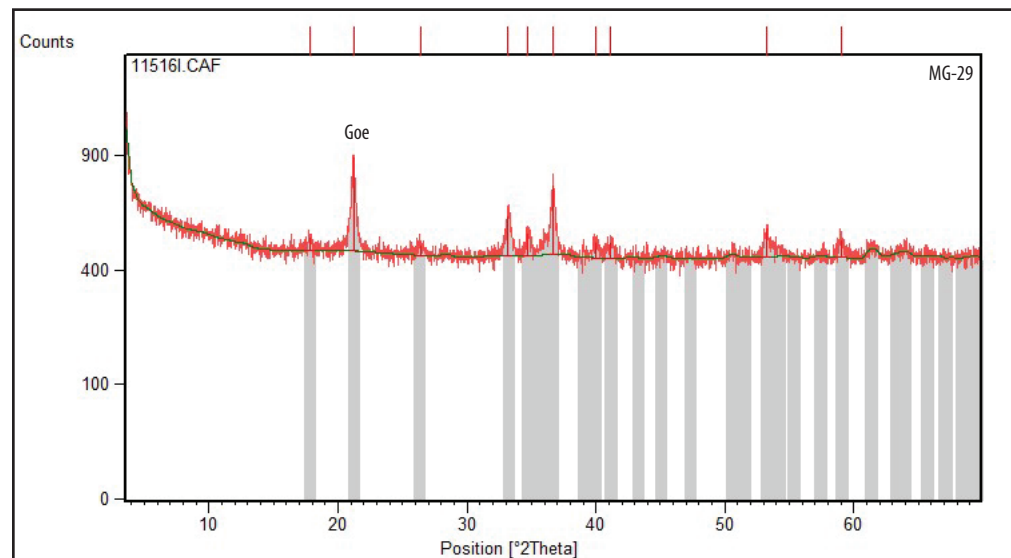


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	63	Quartz	0.000	0.534	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	42	Muscovite	0.000	0.127	K Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
						(OH) <sub>2</sub>
						(OH) <sub>2</sub>
*	80-0886	24	Kaolinite	0.000	0.078	Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (OH) <sub>4</sub>

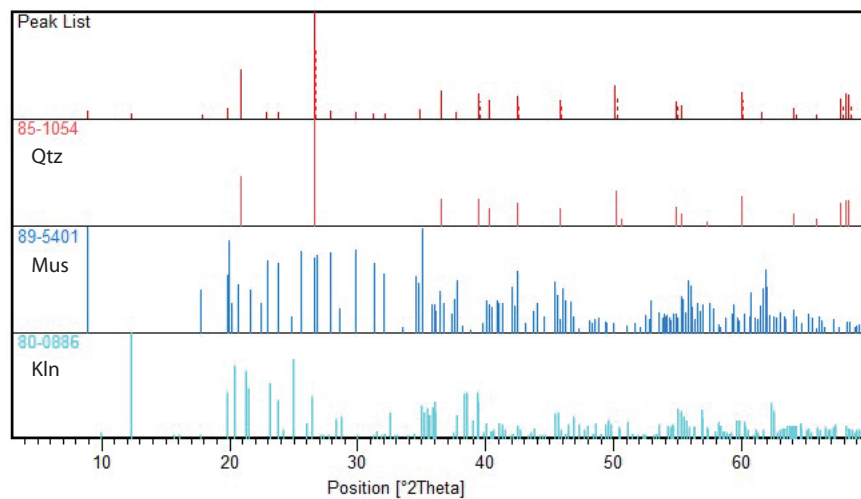
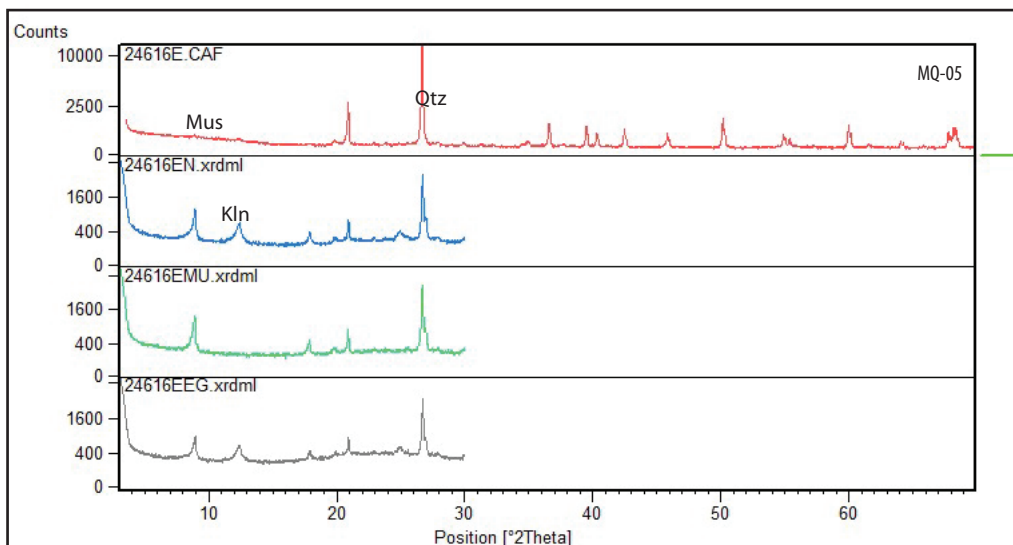




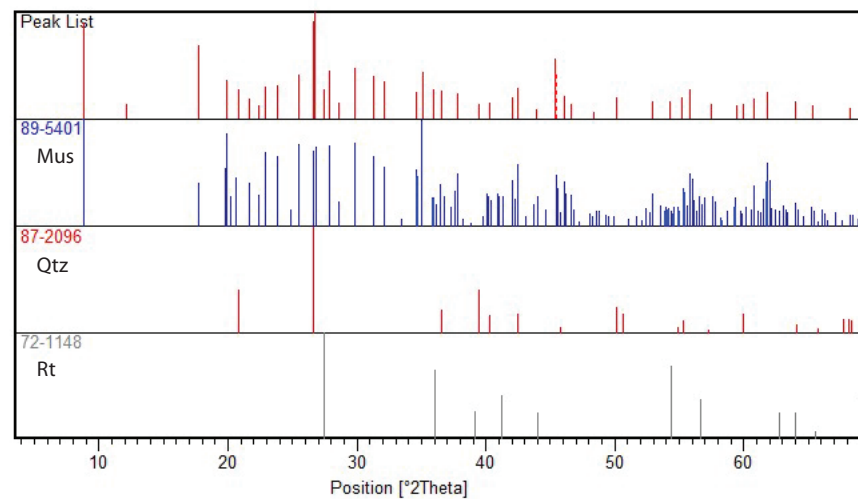
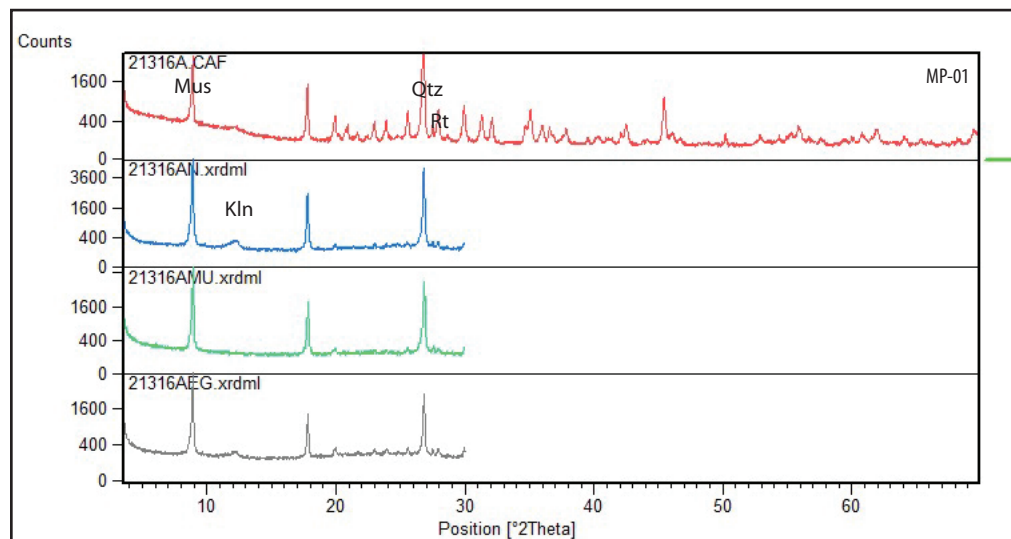
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}$ 2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	39	Quartz	0.000	0.418	Si O <sub>2</sub>
*	29-0713	59	Goethite	0.000	0.841	Fe +3 O ( O H )



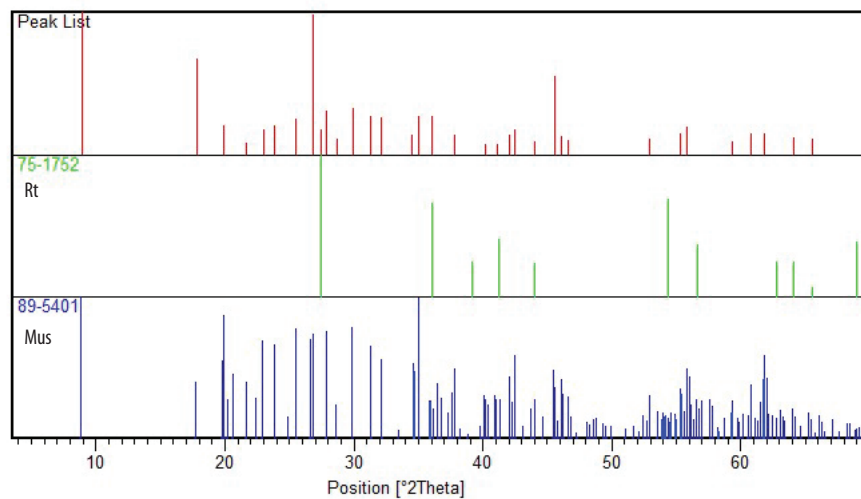
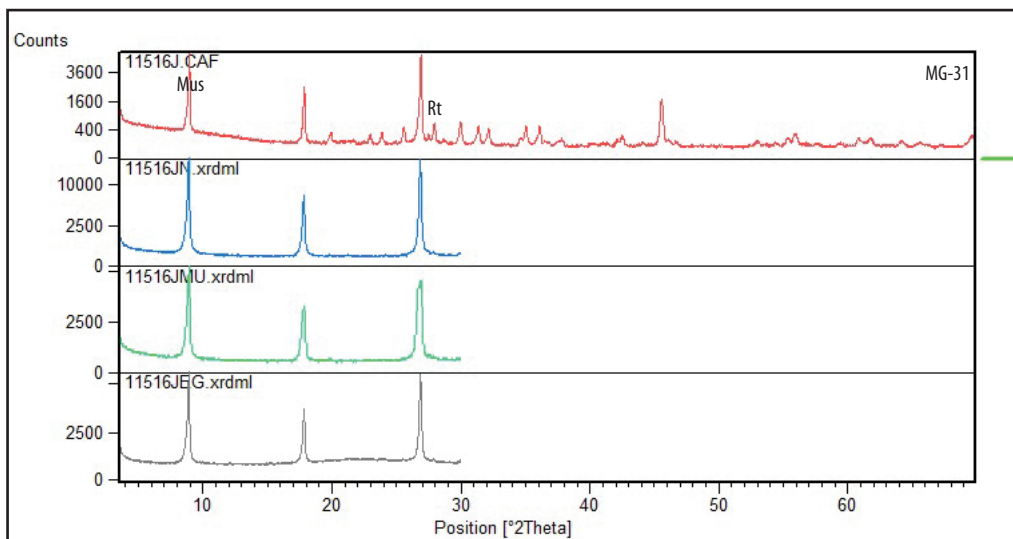
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}$ 2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	29-0713	63	Goethite	0.000	0.931	Fe +3 O ( O H )



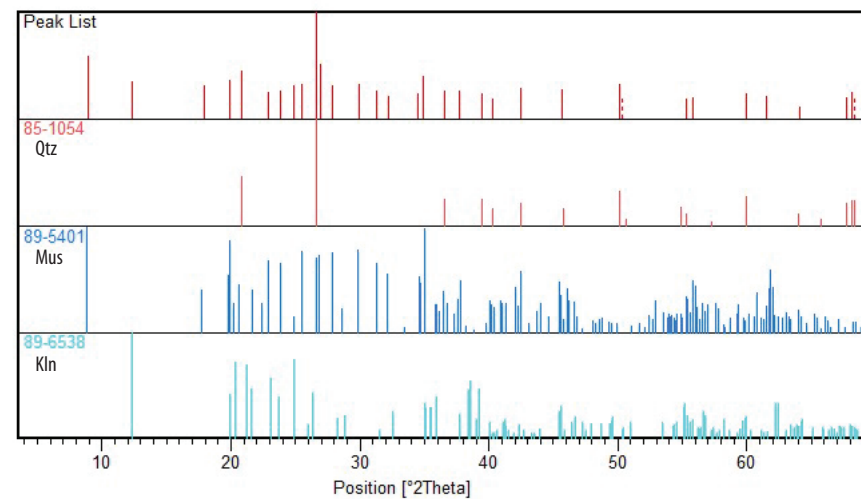
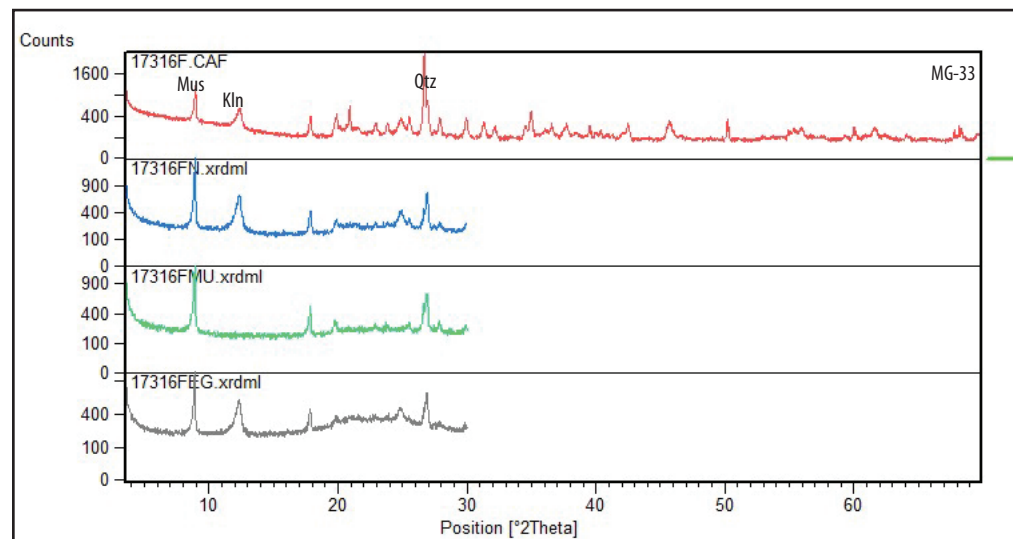
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	73	Quartz	0.000	0.997	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	26	Muscovite	0.000	0.097	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al ) <sub>0.975</sub> O <sub>10</sub> ( ( O H ) <sub>1.72</sub> O <sub>0.28</sub> )
*	80-0886	18	Kaolinite	0.000	0.013	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>



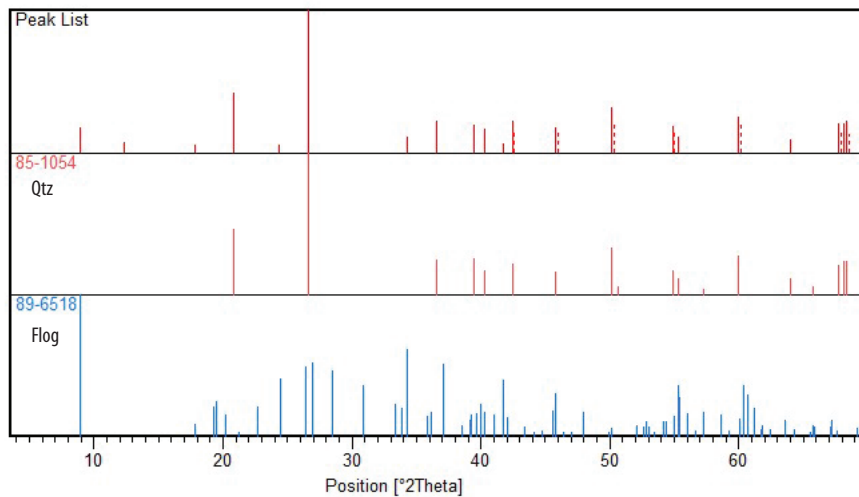
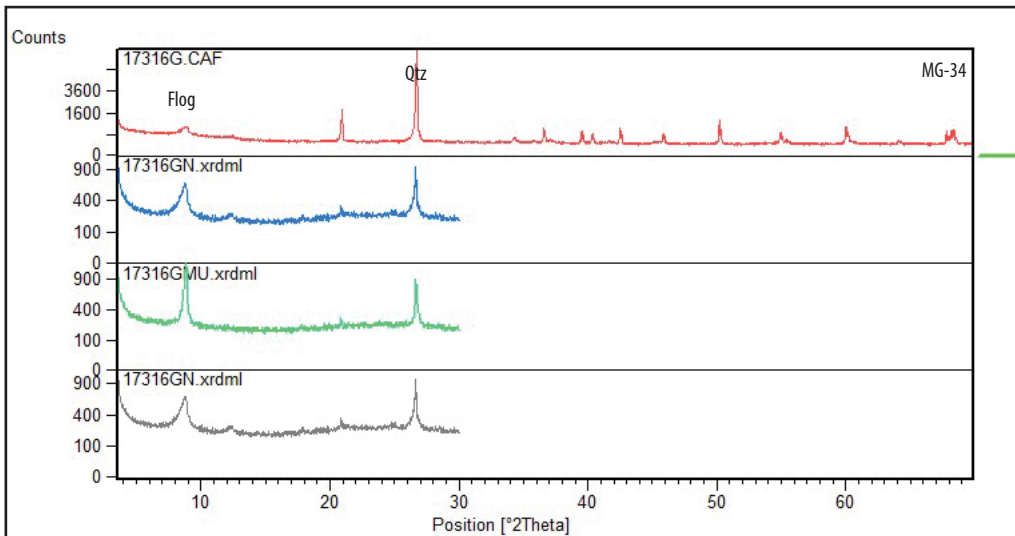
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	89-5401	65	Muscovite	0.000	0.456	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al ) <sub>0.975</sub> O <sub>10</sub> ( ( O H ) <sub>1.72</sub> O <sub>0.28</sub> )
*	87-2096	43	Quartz	0.000	0.854	Si O <sub>2</sub>
*	72-1148	29	Rutile	0.000	0.089	Ti O <sub>2</sub>



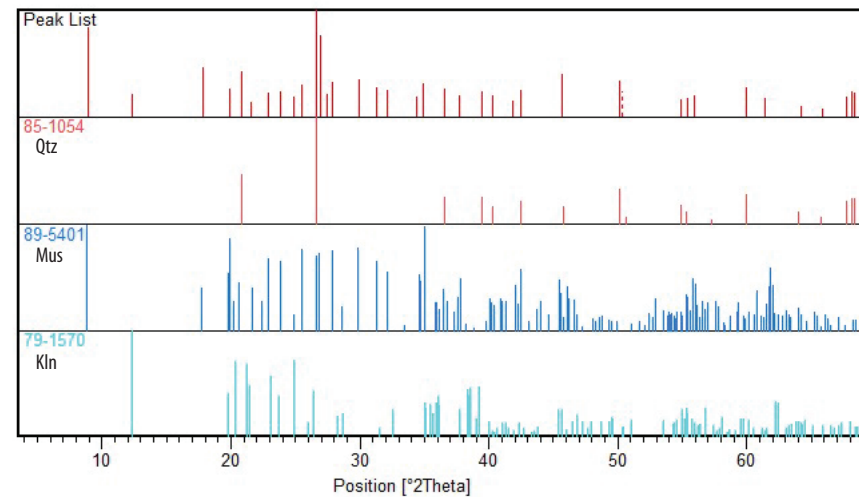
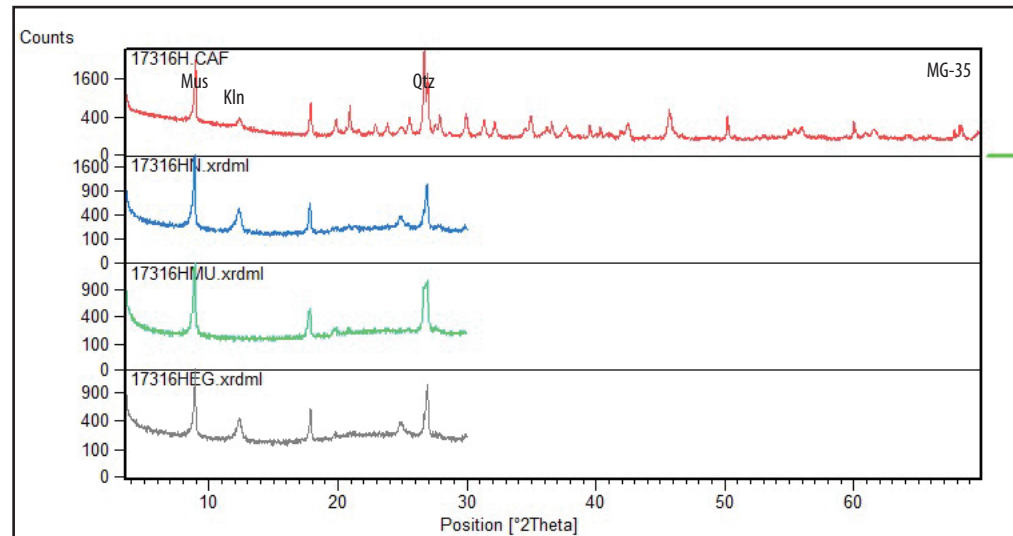
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	75-1752	28	Rutile	0.000	0.047	Ti O <sub>2</sub>
*	89-5401	49	Muscovite	0.000	0.300	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )



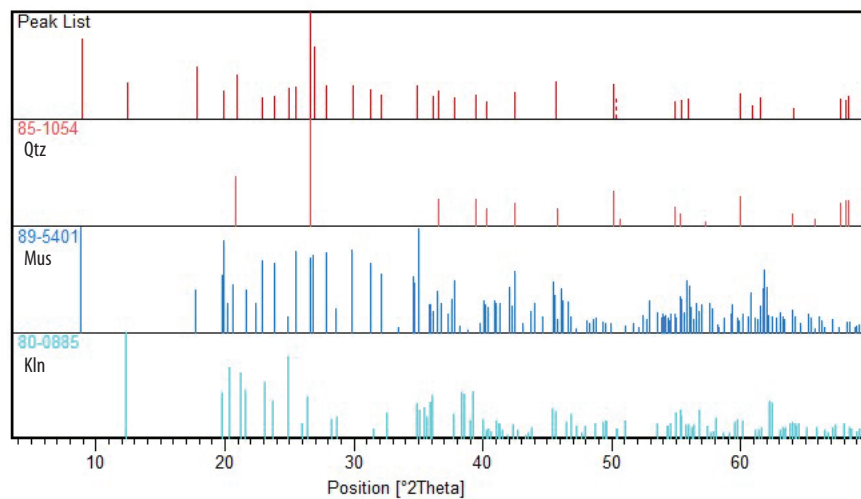
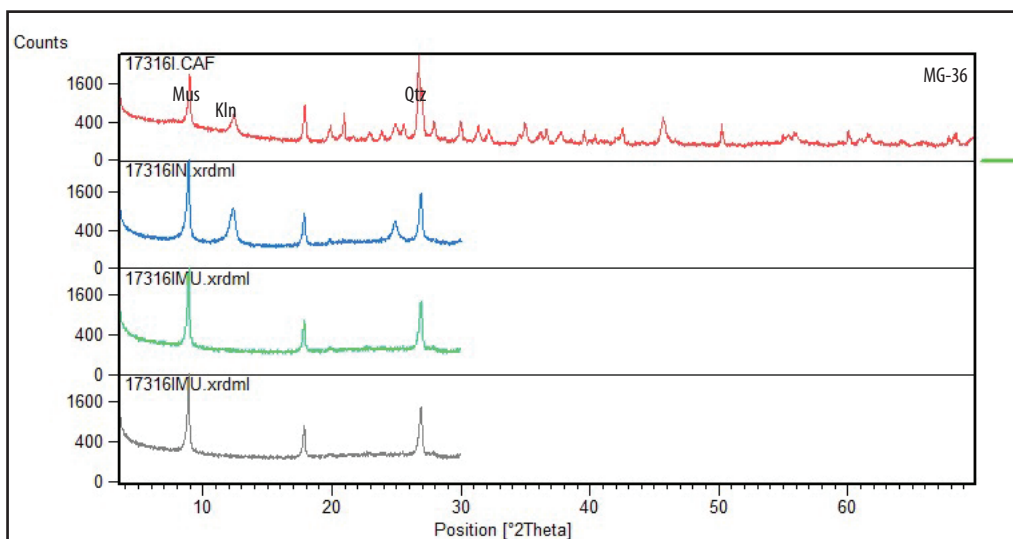
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	62	Quartz	0.000	0.831	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	44	Muscovite	0.000	0.209	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	89-6538	28	Kaolinite	0.000	0.112	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>



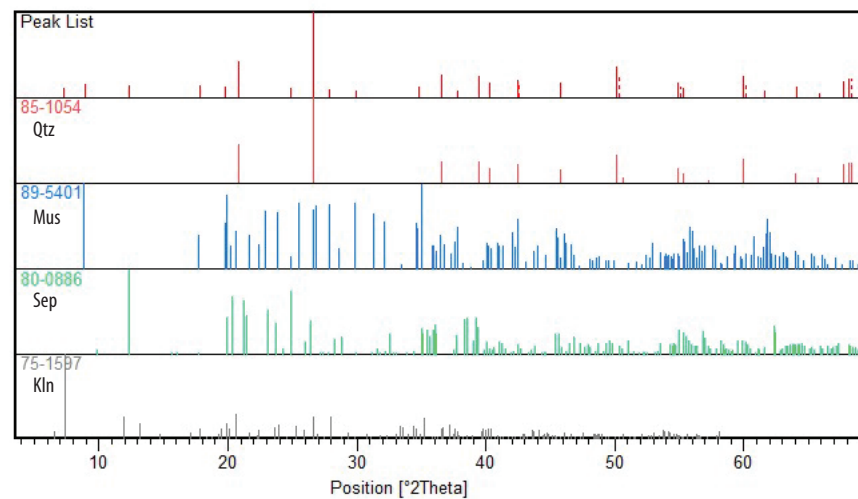
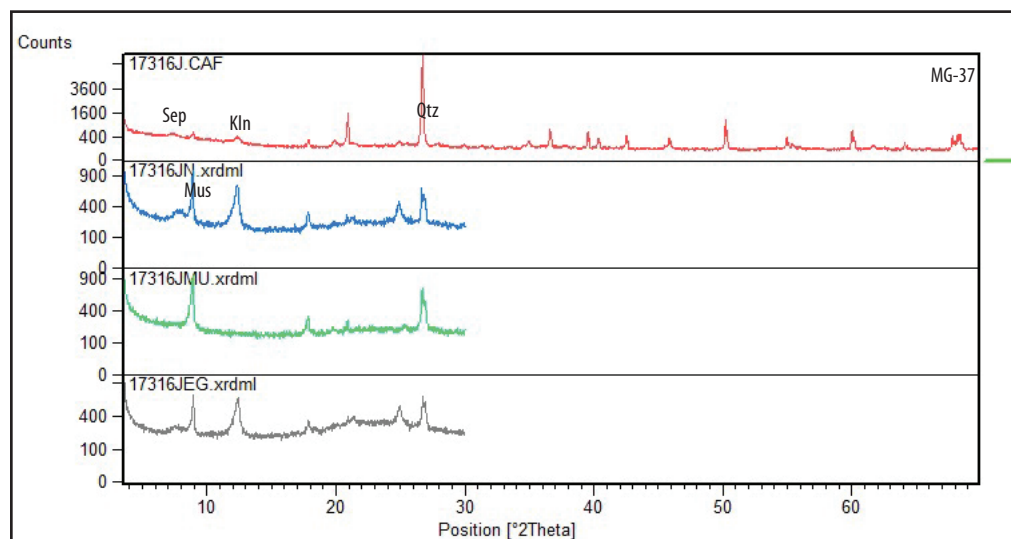
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	87	Quartz	0.000	0.614	Si O <sub>2</sub>
*	89-6518	31	Phlogopite (Fe-rich)	0.000	0.033	(K <sub>0.92</sub> Na <sub>0.08</sub> ) (Mg <sub>1.62</sub> Fe <sub>1.23</sub> Ti <sub>0.09</sub> ) (Al <sub>1.02</sub> Si <sub>2.98</sub> ) O <sub>10</sub> ((OH) <sub>0.9</sub> F <sub>1.1</sub> )



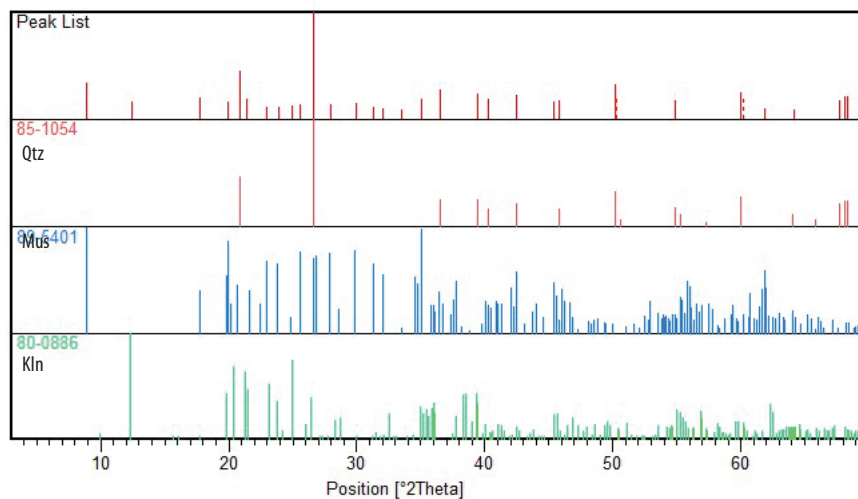
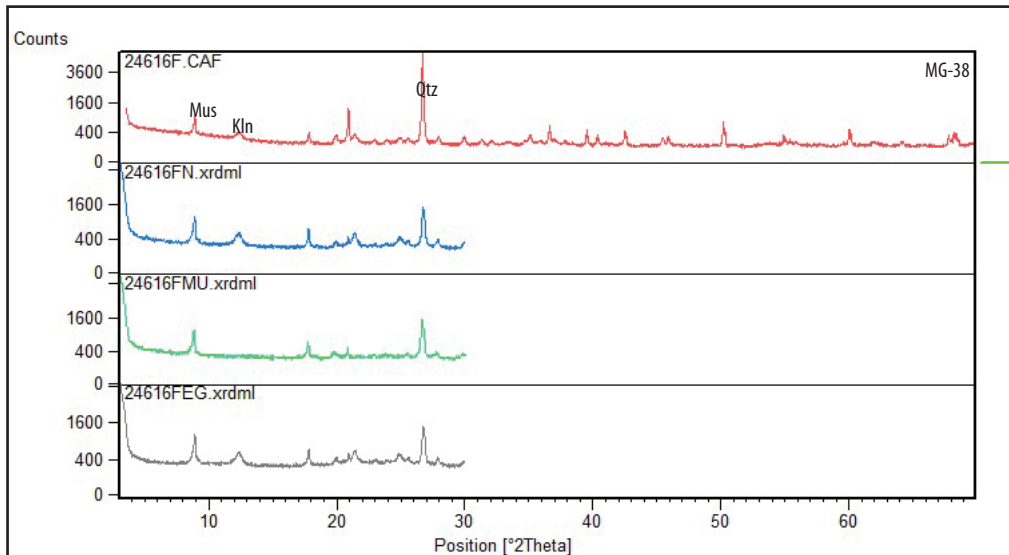
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	62	Quartz	0.000	0.884	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	44	Muscovite	0.000	0.235	K Al <sub>2</sub> (Si <sub>3</sub> Al) <sub>0.975</sub> O <sub>10</sub> ((OH) <sub>1.72</sub> O <sub>0.28</sub> )
*	79-1570	24	Kaolinite 1\MTA\RG	0.000	0.061	Al <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) (OH) <sub>4</sub>



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	60	Quartz	0.000	0.579	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	44	Muscovite	0.000	0.208	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0885	26	Kaolinite	0.000	0.093	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>

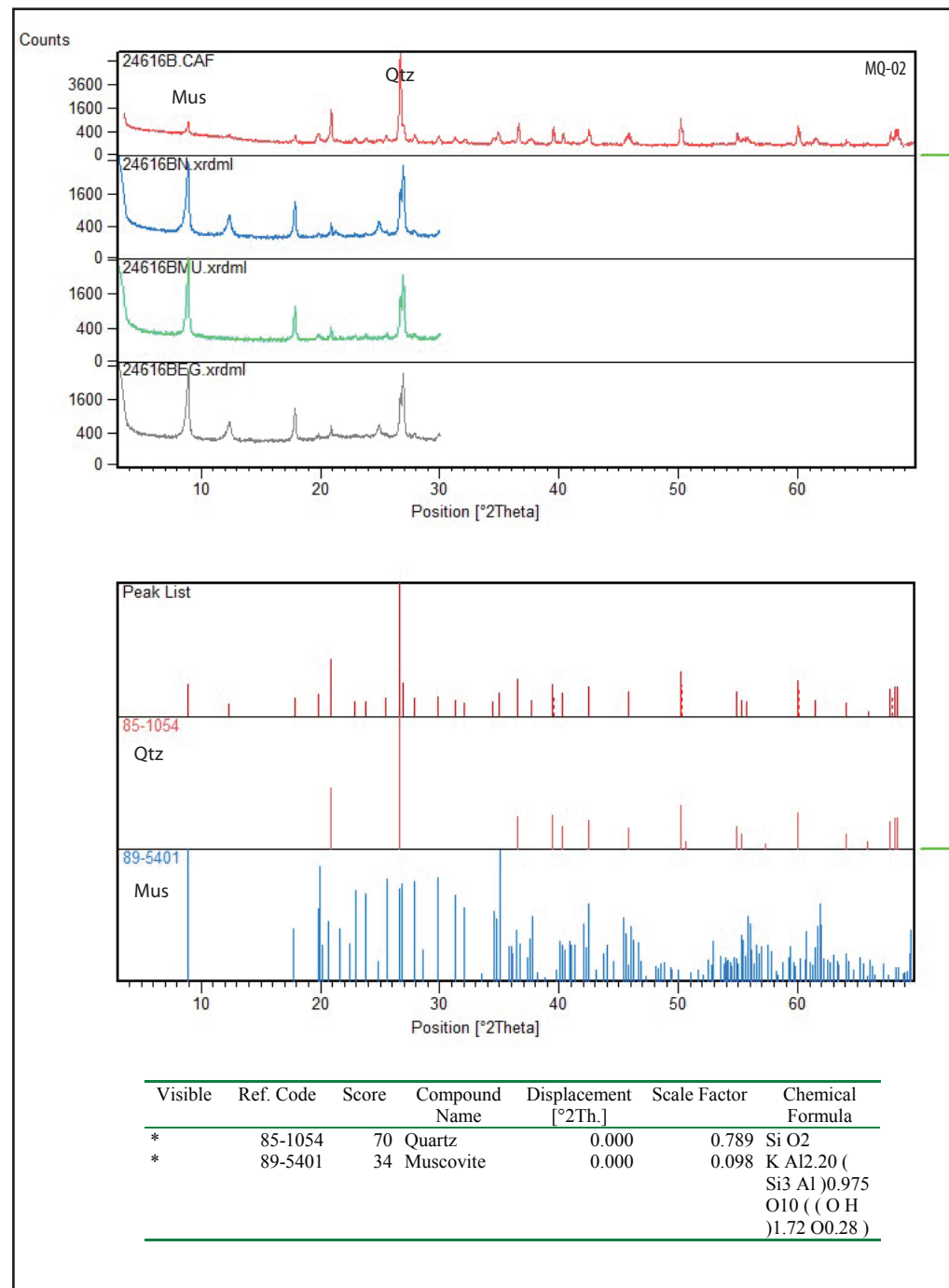
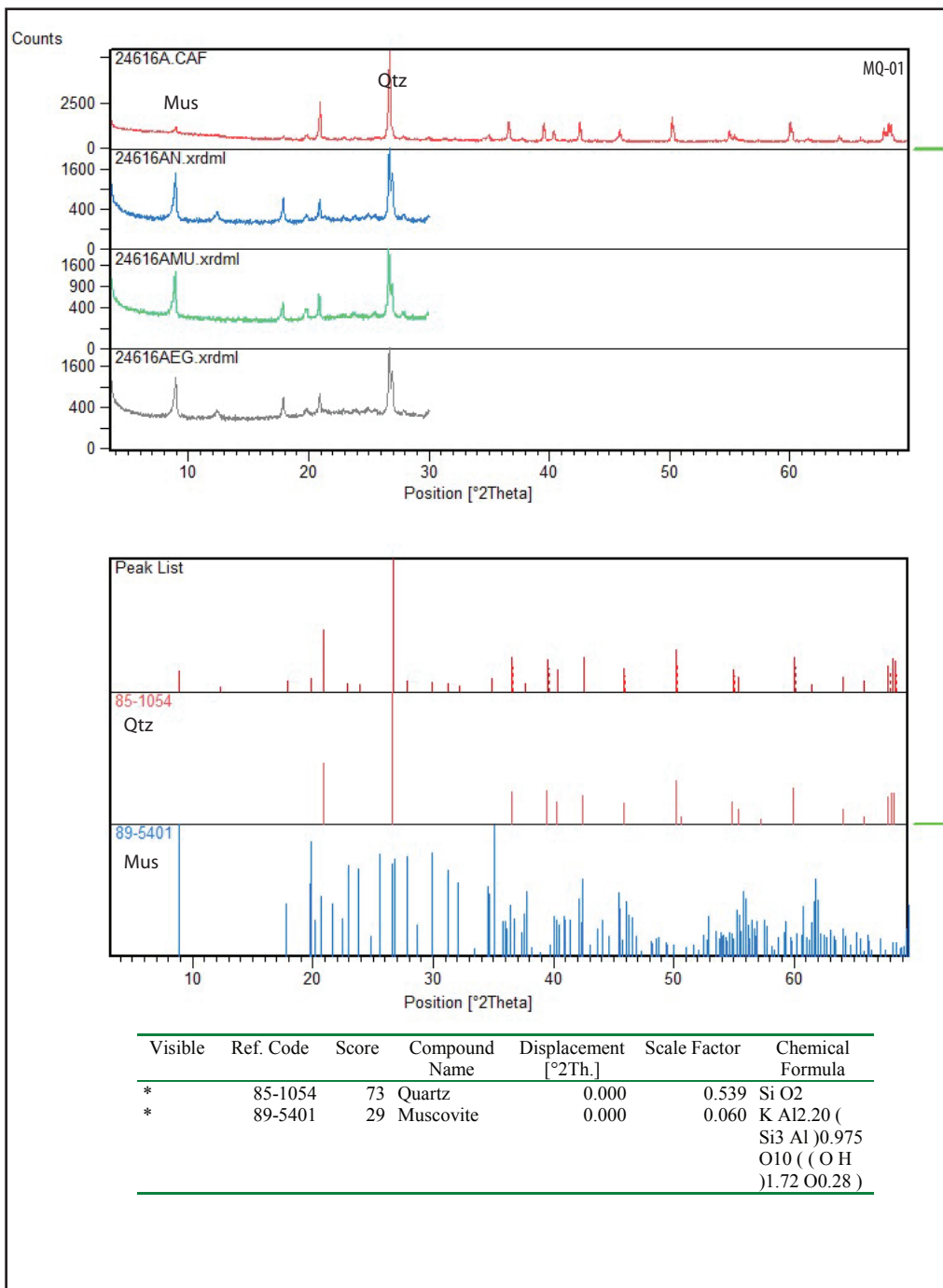


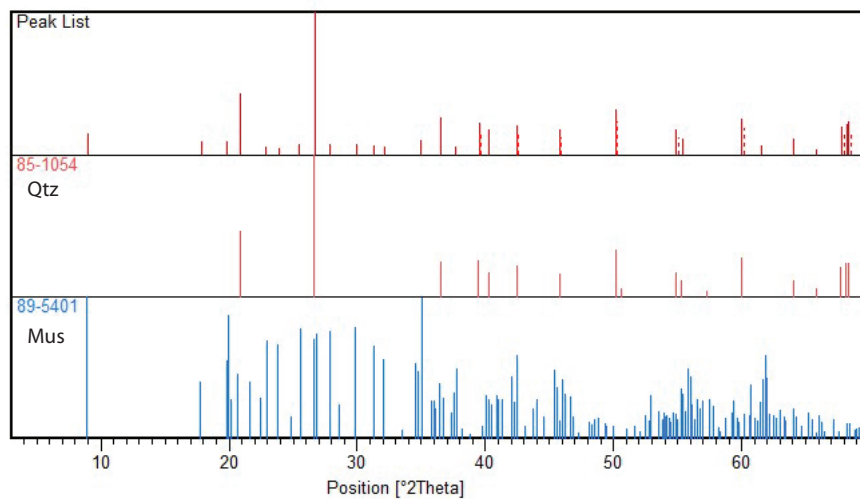
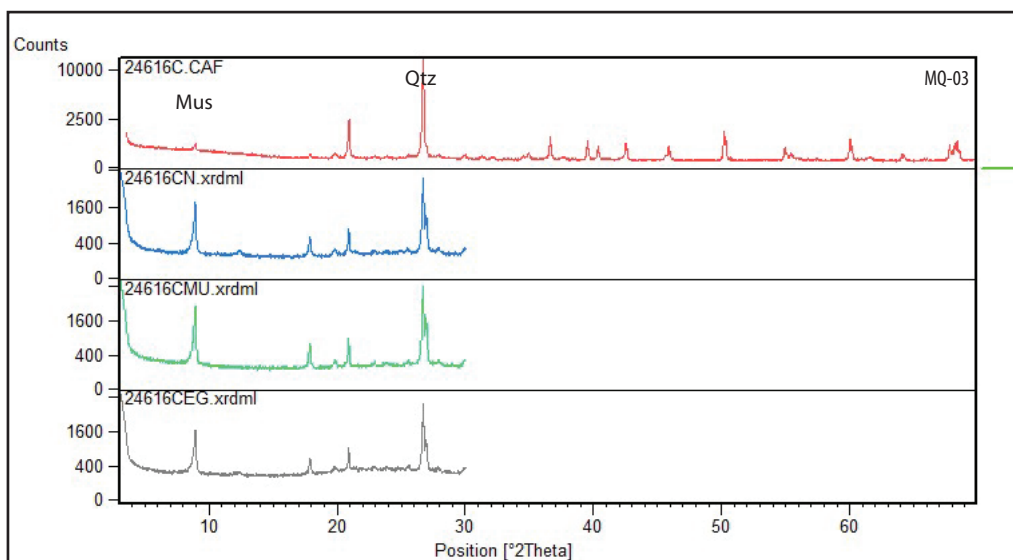
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	77	Quartz	0.000	0.667	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	30	Muscovite	0.000	0.075	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0886	21	Kaolinite	0.000	0.024	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>
*	75-1597	17	Sepiolite	0.000	0.031	Mg <sub>8</sub> ( O H ) <sub>4</sub> Si <sub>12</sub> O <sub>30</sub> ( H <sub>2</sub> O ) <sub>12</sub>



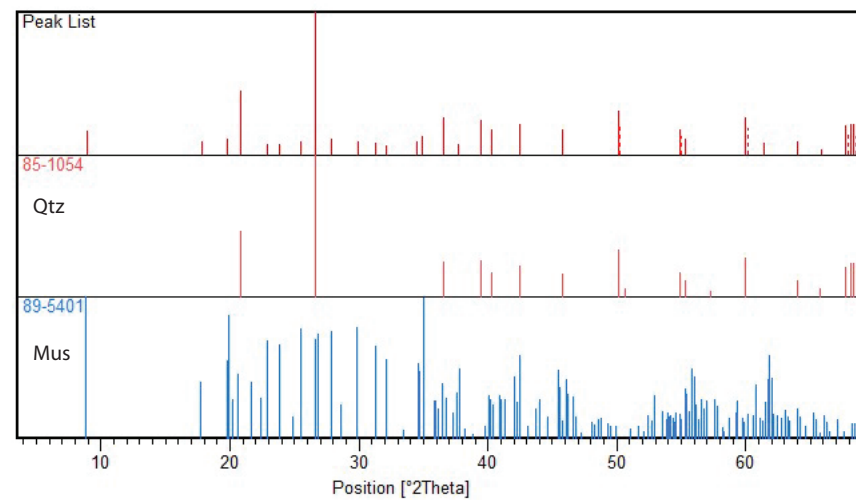
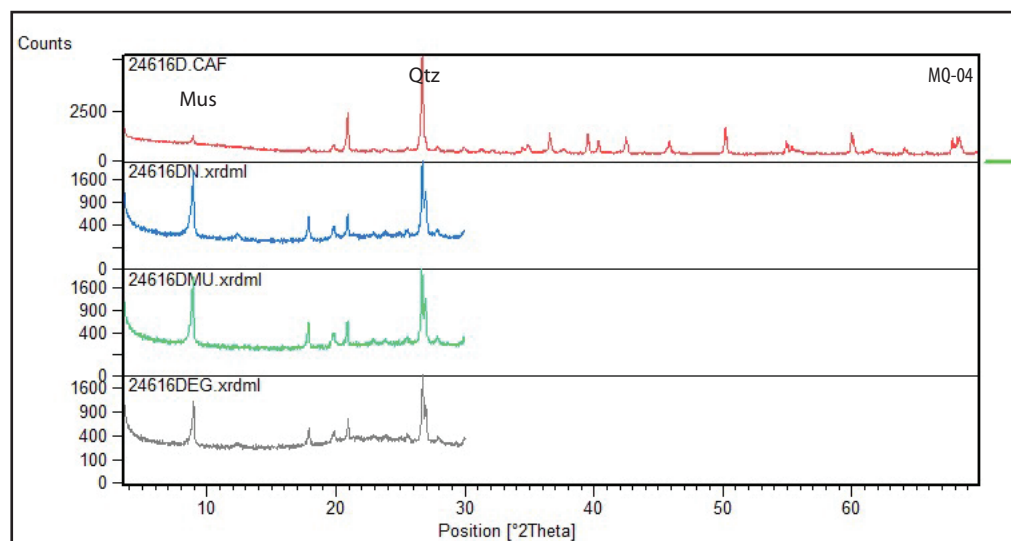
Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	67	Quartz	0.000	0.623	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	41	Muscovite	0.000	0.108	K Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>2</sub>
*	80-0886	23	Kaolinite	0.000	0.033	Al <sub>2</sub> (Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )(OH) <sub>4</sub>





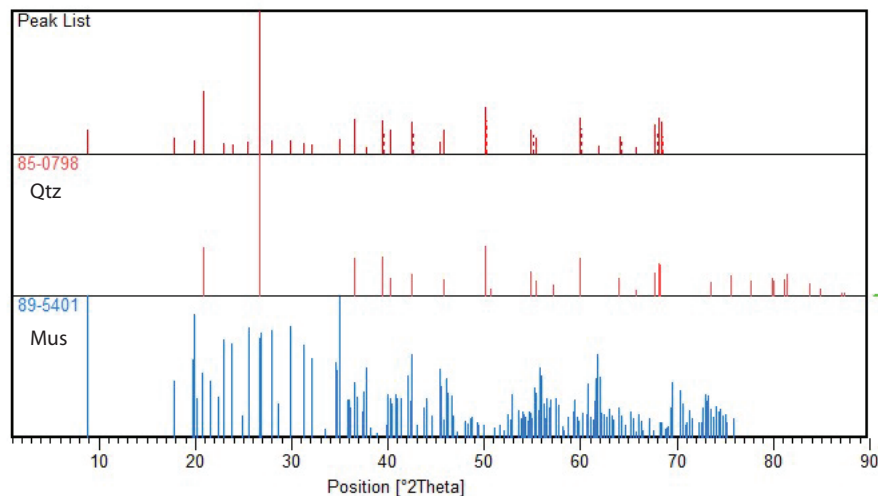
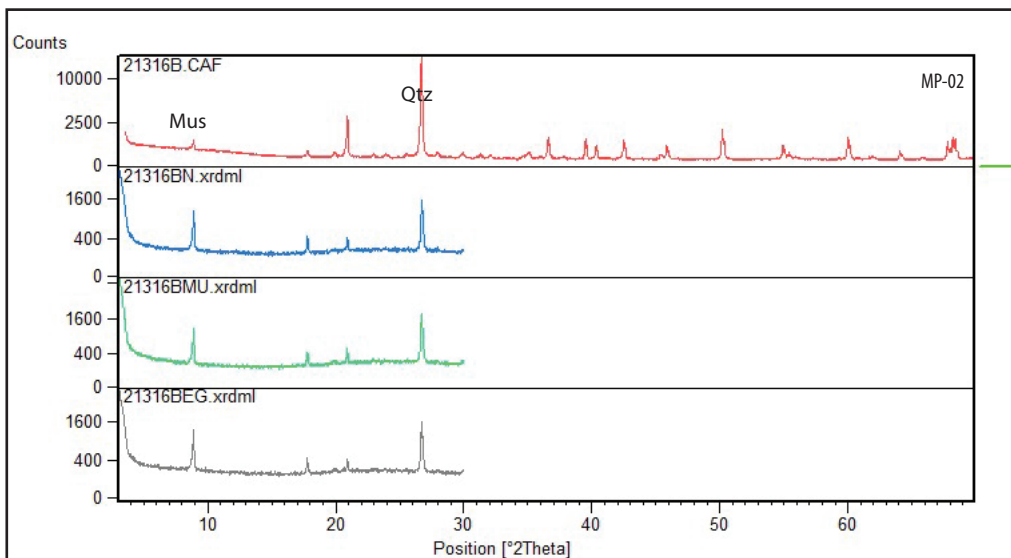


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	70	Quartz	0.000	0.513	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	30	Muscovite	0.000	0.057	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )

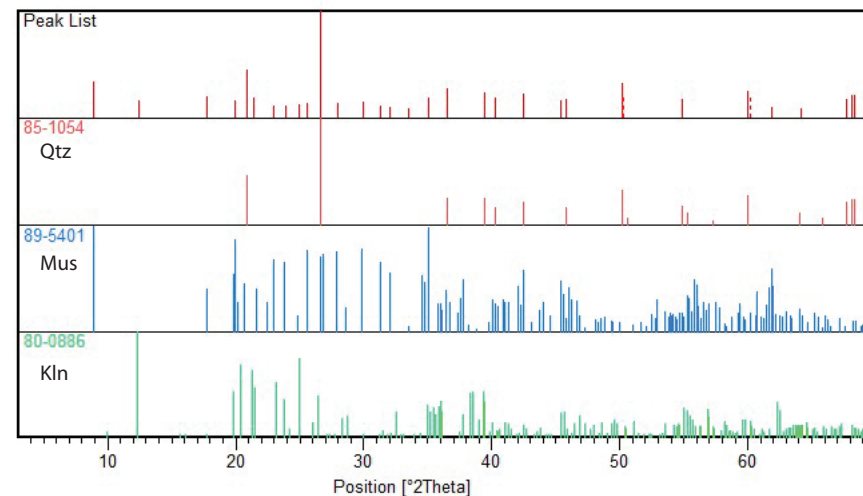
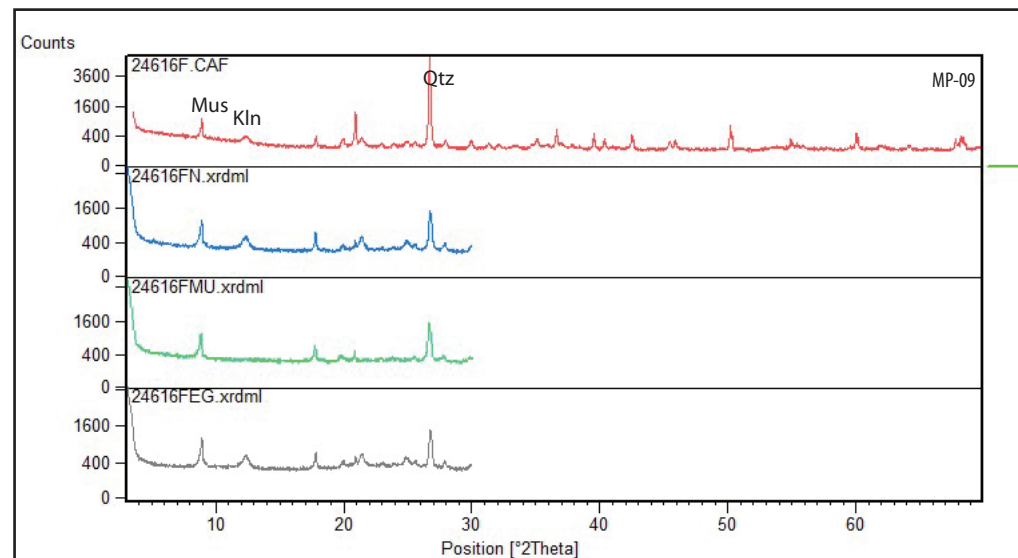


Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	74	Quartz	0.000	0.925	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	28	Muscovite	0.000	0.097	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )





Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-0798	67	Quartz	0.000	0.783	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	30	Muscovite	0.000	0.083	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )



Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula
*	85-1054	67	Quartz	0.000	0.623	Si O <sub>2</sub>
*	89-5401	41	Muscovite	0.000	0.108	K Al <sub>2</sub> .20 ( Si <sub>3</sub> Al )0.975 O <sub>10</sub> ( ( O H )1.72 O0.28 )
*	80-0886	23	Kaolinite	0.000	0.033	Al <sub>2</sub> ( Si <sub>2</sub> O <sub>5</sub> ) ( O H ) <sub>4</sub>

# ANEXO II

**METAPELITOS - QUANTITATIVA**

<b>Amostra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I</b>
MG-015-003	69.39	17.81	1.89	0.03	1.01	4.98	0.08	1.01	< 0.01	0.02	3.69
MG-015-012	59.76	22.46	4.17	0.02	1.11	6.61	0.13	1	< 0.01	0.04	4.47
MG-015-014	67.6	18.86	2.1	0.02	1	5.31	0.08	1.02	< 0.01	0.02	3.85
MG-015-016	66.22	19.58	2.2	0.02	1.08	5.62	0.09	1.01	< 0.01	0.02	3.92
MG-016-020	57.77	23.6	6.74	0.08	0.4	1.41	< 0.01	0.49	< 0.01	0.02	9.76
MG-016-024	53.43	20.84	13.93	0.02	0.29	0.93	< 0.01	1.14	< 0.01	0.06	9.44
MG-016-026	61.83	19.62	5.81	0.02	1.08	4.56	< 0.01	1.08	< 0.01	0.06	5.67
MG-016-031	46	31	3.67	0.02	1.5	10.26	0.19	1.87	< 0.01	0.04	5.08
MG-015-033	55.05	24.94	4.56	0.03	1.46	5.58	0	1.22	0	0.09	6.96
MG-016-035	59.79	20.56	4.8	0.03	1.62	7.23	0.05	1.26	0.03	0.06	4.25
MG-016-036	57.83	23.27	3.38	0.02	1.5	6.65	0.03	1.39	< 0.01	0.11	5.45
<b>Média</b>	<b>59.52</b>	<b>22.05</b>	<b>4.84</b>	<b>0.003</b>	<b>1.1</b>	<b>5.38</b>	<b>0.08</b>	<b>1.14</b>	<b>0.01</b>	<b>0.05</b>	<b>5.69</b>
<b>Desv. Médio</b>	<b>5</b>	<b>2.73</b>	<b>2.17</b>	<b>0.01</b>	<b>0.31</b>	<b>1.76</b>	<b>0.04</b>	<b>0.22</b>	<b>0</b>	<b>0.02</b>	<b>1.66</b>
<b>PASS</b>	<b>62.8</b>	<b>18</b>	<b>7.22</b>	<b>1.3</b>	<b>2.2</b>	<b>3.7</b>	<b>1.2</b>	<b>1</b>	<b>0.11</b>	<b>0.16</b>	<b>6</b>

**METAPELITOS - SEMIQUANTITATIVA**

<b>Amostra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I.</b>
MP-016-009	63.59	17.05	9.09	0.05	0.19	2.75	0.48	1.22	0.04	0.17	4.88

**META-ARENITOS QUANTITATIVA**

<b>Amostra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CaO</b>	<b>MgO</b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I</b>
MG-015-006	82.24	10.68	0.99	0.02	0.51	2.71	0.04	0.42	0	0.01	2.36
MG-016-018	89.22	6.55	1.33	0.02	< 0.01	0.08	< 0.01	0.32	< 0.01	0.01	2.89
MG-016-023	80.64	3.66	13.09	0.02	< 0.01	0.01	< 0.01	0.08	< 0.01	0.01	2.66
MG-016-025	90.76	1.43	6.3	0.02	< 0.01	0.02	< 0.01	0.09	< 0.01	0.01	1.37
MQ-016-001	86.3	5.25	3.35	0.03	0.44	1.78	0.07	0.23	0.01	0.03	2.08
MQ-016-002	75.56	11.73	3.25	0.02	1.04	3.97	0.07	0.61	0.03	0.04	3.21
MQ-016-003	88.11	5.32	1.98	0.03	0.49	1.93	0.07	0.32	0.03	0.03	1.27
MQ-016-004	84.81	7.17	2.02	0.04	0.68	2.63	0.08	0.37	0.01	0.04	1.68
MQ-016-005	88.57	5.91	1.28	0.02	0.33	1.4	0.06	0.3	< 0.01	0.02	1.8
<b>Média</b>	<b>85.13</b>	<b>6.41</b>	<b>3.73</b>	<b>0.02</b>	<b>0.58</b>	<b>1.61</b>	<b>0.07</b>	<b>0.3</b>	<b>0.02</b>	<b>0.02</b>	<b>2.15</b>

<b>Desv. Médio</b>	3.84	2.33	2.65	0.01	0.19	1.1	0.01	0.12	0.01	0.01	0.56
--------------------	------	------	------	------	------	-----	------	------	------	------	------

***META-ARENITOS SEMIQUANTITATIVA***

<b>Amostra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>CO<sub>2</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Cl</b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>L.O.I.</b>
MG-016-034	69.3	13.2	9.8	2.7	<2.5	2	0.3	0.1	0.1	2.52

<b>Amostra</b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>CO<sub>2</sub></b>	<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>MgO</b>	<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>L.O.I.</b>
MG-016-037	65.5	17.7	7.2	4.6	3	0.9	0.8	0.1	0.2

***CAMADAS DE GOETHITA SEMIQUANTITATIVA***

<b>Amostra</b>	<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>MnO</b>	<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>MgO</b>	<b>SO<sub>3</sub></b>	<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>ZnO</b>	<b>L.O.I.</b>
MG-016-029	80.8	4.5	1.1	1	0.2	0.2	0.1	< 0.1	12.17

# ANEXO III

**COT - Amostras Morro Grande**

<b>Amostra</b>	<b>peso (mg)</b>	<b>Medida 1</b>		<b>Medida 2</b>	
		<b>N (%)</b>	<b>C (%)</b>	<b>N2 (%)</b>	<b>C2 (%)</b>
MG-14	31.188	0.0437	0.1337	0.0437	0.1339
MG-26	34.827	0.0219	0.0944	0.0219	0.0949
MG-31	35.061001	0.0288	0.5650	0.0288	0.5650
MG-32	31.118999	0.8520	1.2087	0.8520	1.2087

# ANEXO IV

I'C' (Δ°2θ)					
Amostra	Mineralogia	R.T.	F.N <2 μm	Espaçamento basal (Å)	b <sub>o</sub> (Å) Ms
Perfil 2 – Flanco norte da SMG					
MG-37	Qtz - Ms - Kln - Sep	0.13	0.08	9.941	9.022
MG-36	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.1	9.9	9.037
MG-35	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.1	9.915	9.039
MG-33	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.08	9.923	9.034
MG-31	Ms – Qtz – M.C.	0.08	0.12	9.926	9.002
MG-26	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.13	9.906	9.028
MG-20	Qtz - Ms - Kln	0.27	0.07	9.93	9.01
MG-38	Qtz – Ms	0.09	0.09	9.919	9.025
Perfil 1 – Flanco sul da SMG					
MG-12	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.07	0.1	9.882	9.031
MG-11	Qtz – Ms- Kln	0.08	0.08	9.882	9.029
MG-13	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.08	0.12	9.923	9.029
MG-16	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.1	9.938	9.034
MG-04	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.1	9.915	9.027
MG-03	Qtz - Ms - Kln	0.07	0.08	9.865	9.039
MG-02	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.07	0.12	9.91	9.026
MG-01	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.07	0.12	9.897	9.035
MG-17	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.14	0.14	9.911	9.02
MG-10	Qtz - Ms - Kln	0.1	0.1	9.906	9.02
MG-15	Qtz - Ms – Kln – M.C.	0.15	0.15	9.91	9.02
Região da Falha de Almirante Tamandaré					
MQ-01	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.1	9.906	9.048
MQ-02	Qtz - Ms - Kln	0.08	0.12	9.925	9.041
MQ-03	Mus-Qtz	0.08	0.1	9.889	9.037
MQ-04	Mus-Qtz	0.07	0.1	9.888	9.047
MQ-05	Qtz - Ms - Kln	0.2	0.08	9.895	9.037
Média		0.098	0.103	9.918	9.029
Desvio médio		0.033	0.016	0.017	0.008